

Federal Agency on Mineral Resources
Federal State Unitary Enterprise
"A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute"

VSEGEI Proceedings

New series

Volume 355

REEF, SALIFEROUS, AND BLACK-SHALE FORMATIONS IN RUSSIA

Executive editors

Galina A. Belenitskaya, Oleg V. Petrov, Nikolai N. Sobolev

VSEGEI Press
St. Petersburg ■ 2015

Федеральное агентство по недропользованию
Федеральное государственное унитарное предприятие
«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»

Труды ВСЕГЕИ

Новая серия

Том 355

РИФОВЫЕ, СОЛЕНОСНЫЕ И ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ РОССИИ

Ответственные редакторы

Г. А. Беленицкая, О. В. Петров, Н. Н. Соболев



Издательство ВСЕГЕИ
Санкт-Петербург ■ 2015

УДК 551.263.2: 552.578.3: 552.53 (470)

Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России. – СПб.:
Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. – 624 с. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 355.
ISBN 978-5-93761-233-5

Ответственные редакторы

Г. А. Беленицкая, О. В. Петров, Н. Н. Соболев

Авторы

Г. А. Беленицкая, Н. Н. Соболев, О. В. Петров, А. М. Карпунин,
Н. М. Задорожная, В. Н. Зинченко, А. Ф. Карпузов, Д. И. Леонтьев,
И. Н. Мозолева, С. В. Юдин, С. В. Бузовкин, С. Ю. Енгальчев,
Ю. Б. Миронов, Е. О. Петров, Н. Ф. Полякова, Б. И. Чувашов

Рецензенты

доктор геол.-минер. наук, профессор М. А. Иванов
доктор геол.-минер. наук, профессор А. К. Худoley

Компьютерное оформление

Д. И. Леонтьев, И. Н. Мозолева, Н. Ф. Полякова, С. В. Юдин

Reef, saliferous, and black-shale formations in Russia. – SPb.: VSEGEI
Press, 2015. – 624 p. VSEGEI Proceedings. New series. Vol. 355.

Executive editors

Galina A. Belenitskaya, Oleg V. Petrov, Nikolai N. Sobolev

Authors

G. A. Belenitskaya, N. N. Sobolev, O. V. Petrov, A. M. Karpunin,
N. M. Zadorozhnaya, V. N. Zinchenko, A. F. Karpuzov, D. I. Leontiev,
I. N. Mozoleva, S. V. Yudin, S. V. Buzovkin, S. Yu. Yengalychev,
Yu. B. Mironov, E. O. Petrov, N. F. Polyakova, B. I. Chuvashov

Reviewed by

professor M. A. Ivanov
professor A.K. Khudoley

Computer design

D. I. Leontiev, I. N. Mozoleva, N. F. Polyakova, S. V. Yudin

ISBN 978-5-93761-233-5

© Федеральное государственное унитарное
предприятие «Всероссийский научно-ис-
следовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского», 2015
© Коллектив авторов, 2015

ВВЕДЕНИЕ

Среди осадочных формаций три их большие группы по своему геологическому значению занимают особое положение. Это рифовые, соленосные (галогенные) и черносланцевые (высокоуглеродистые) формации, представляющие собой породные ассоциации, для которых типоморфными являются соответственно органогенные карбонатные постройки, соляные (галогенные) и черносланцевые (высокоуглеродистые) комплексы. Эти группы индивидуализированы по своим вещественным и структурно-морфологическим характеристикам, занимают достаточно устойчивую фациально-палеогеографическую и палеогеодинамическую позицию и обладают чрезвычайно высокой и постоянно растущей минерагенической значимостью. Все это позволяет говорить об их особой индикаторной и прогнозной роли, что и послужило основанием для выбора этих формаций в качестве самостоятельных объектов детального комплексного геолого-минерагенического анализа.

В большинстве осадочных бассейнов мира с рифовыми, соленосными и черносланцевыми формациями связан широкий комплекс полезных ископаемых, в том числе нефти и газа, цветных и благородных металлов, урана, всех типов солей, серы и гидроминерального сырья. В последние десятилетия минерагенический потенциал этих формаций еще больше возрос, чему способствовало открытие новых нетрадиционных типов месторождений, связанных с формациями каждой из групп, в том числе уникальных по масштабу, что существенно повлияло на структуру мировой базы сырьевых ресурсов.

Рифовые, соленосные и черносланцевые формации широко распространены на территории России и содержат многочисленные месторождения нефти, газа, благородных, цветных и редких металлов, всех типов солей. В то же время работы по изучению этих формаций часто ограничены конкретными регионами и рамками отдельных дисциплин (стратиграфия, литология, минерагения), что делает необходимым проведение межрегиональных и междисциплинарных обобщений.

Основная цель работы – построение трех согласованных между собой карт рифовых, соленосных и черносланцевых формаций России масштаба 1 : 10 000 000, отражающих закономерности их распространения, литолого-минерагенические особенности и ресурсный потенциал.

На основании обобщения и анализа имеющегося материала и с учетом опыта предшествующих работ авторов выполнены следующие виды исследований:

- разработаны научно-методические основы картирования рифовых, галогенных и черносланцевых формаций и их минерагенической оценки, включая подготовку классификаций формаций и обстановок их формирования;

- составлены легенды, позволяющие отображать особенности состава, морфологии и структуры формаций, наиболее важные для оценки их продуктивности;

- построены карты рифовых, соленосных и черносланцевых формаций территории России масштаба 1 : 10 000 000 в ГИС-формате;

- построены комплексные стратиграфо-литолого-минерагенические колонки, отражающие положение формаций в разрезах, главные параметры их морфологии, состава, структуры, продуктивности;

- составлены региональные и межрегиональные корреляционные схемы, характеризующие пространственно-временное распространение формаций в основных геоструктурных и палеотектонических подразделениях;

- составлены унифицированные графические и текстовые характеристики всех формаций, отражающие их вещественные, структурно-морфологические, фациально-ландшафтные, палеотектонические и минерагенические показатели;

- построены профили, иллюстрирующие закономерности латеральных изменений состава, структуры и продуктивности наиболее значительных формаций;

- созданы базы данных, включающие комплексы месторождений полезных ископаемых (рудных, нерудных, горючих), связанных с каждым видом формаций;

- прослежены закономерности пространственной и возрастной локализации месторождений полезных ископаемых в формациях разных вещественных и структурных типов в пределах основных геоструктурных элементов территории России;

- дана перспективная оценка исследуемых формаций территории России на комплекс полезных ископаемых.

Проанализирована обширная отечественная и зарубежная литература по проблеме, уточнена понятийно-терминологическая база, разработаны классификации формаций и согласованные легенды карт. По сравнению с ранее разработанными во ВСЕГЕИ картами рифогенных и галогенных формаций территории СССР [Рифогенные ... , 1990] создание карт нового поколения потребовало значительных дополнений и изменений как в части фактического материала, так и в отношении его анализа и интерпретации. Все это вызвало необходимость разработки специальных структурированных легенд. Наиболее сложные задачи стояли при работе над легендой к карте черносланцевых формаций, поскольку такие карты для всей территории России ранее не составлялись.

Авторы по возможности придерживались единых принципов и методических приемов, стараясь максимально унифицировать те блоки легенд, которые использованы при составлении всех трех карт.

Работа сопровождалась обобщением и ревизией данных о пространственно-временном распространении рифовых, галогенных и черносланцевых формаций в пределах основных геоструктурных элементов территории России. Результаты этой работы представлены в виде наборов корреляционных схем, на которых отражены возраст, тип формаций, их состав и минерагеническая специализация.

В монографии представлены несколько упрощенные варианты карт в масштабе 1 : 10 000 000.

При проведении палеогеодинамического анализа принята общая геодинамическая классификация, основанная на принципах, разработанных во ВСЕГЕИ в рамках литогеодинамических исследований.

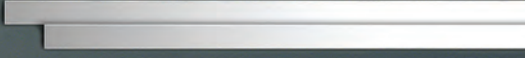
Для оценки ресурсного потенциала рифовых, галогенных и черносланцевых формаций использованы материалы томов «Геология СССР» [1948–1986], «Геологическое строение СССР» [1985–1989]; листы Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительных записок к ним; базы данных ПТК «ГИС-Атлас», разработанного во ВСЕГЕИ; балансы; паспорта месторождений полезных ископаемых, хранящиеся в Росгеолфонде, а также многочисленные опубликованные и фондовые источники. Сведения о месторождениях углеводородного сырья Сибирской платформы предоставлены специалистами СНИИГГиМС. Для каждой группы формаций суммированы данные, характеризующие различные виды полезных ископаемых, связанных с этой группой: углеводородное сырье, металлические и неметаллические. В качестве самостоятельных видов рассмотрены галургическое и гидроминеральное сырье. Детальный анализ установленной и потенциальной рудоносности различных типов формаций каждой группы позволил определить их минерагеническую специализацию и сформулировать рекомендации по дальнейшему изучению.

Приводимые в монографии материалы существенно расширяют знания об особенностях строения и состава каждого вида изученных формаций, об их пространственно-временных взаимосвязях, о закономерностях палеогеодинамической позиции и эволюции, о минерагенической специализации в разных фациальных и палеогеодинамических обстановках. Большой объем учтенной на картах новой геолого-геофизической информации дополнен сведениями о распространении формаций и их продуктивности в глубоких горизонтах осадочных разрезов, а также в составе складчатого фундамента. Синтез всего материала с использованием новых подходов и методов системных бассейновых исследований создает базу для дальнейшего анализа роли этих формаций и их сочетаний в размещении и локализации полезных ископаемых — металлических, неметаллических, углеводородных.

Основные авторы книги: введение, глава 1 «Объекты исследований, классификации, общие подходы» и заключение — Г. А. Беленицкая,

Н. Н. Соболев, О. В. Петров; глава 2 «Рифовые формации» – Н. Н. Соболев, Н. М. Задорожная, О. В. Петров, В. Н. Зинченко, Д. И. Леонтьев, Б. И. Чувашов, Е. О. Петров; глава 3 «Галогенные (соленосные) формации» – Г. А. Беленицкая, при участии Н. Ф. Поляковой; глава 4 «Черносланцевые формации» – А. М. Карпунин, О. В. Петров, А. Ф. Карпузов, И. Н. Мозолева, В. Н. Зинченко, С. В. Юдин, С. В. Бузовкин, С. Ю. Енгальчев, Ю. Б. Миронов.

Монография написана специалистами ВСЕГЕИ – сотрудниками отделов литогеодинамики и минерагении осадочных бассейнов и геологии урановых месторождений, при участии сотрудников ряда других отделов (металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых, стратиграфии и др.). В составлении карт для Сибирской платформы участвовали исследователи СНИИГГиМС (г. Новосибирск). К работе над картой рифовых формаций для Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской НГП привлекались специалисты ТП НИЦ (Ухта), Нижневолжского НИИ геологии и геофизики, Саратовского отделения ИГГиРГИ.



ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, КЛАССИФИКАЦИИ, ОБЩИЕ ПОДХОДЫ



1

Приводятся определения и уточнения общих для всей работы объектов исследования, понятий и терминов, принципов классификаций, подходов и методов анализа. Более развернутые их характеристики, учитывающие специфику формаций каждой из групп, рассматриваются в соответствующих разделах.

1.1. ОБЪЕКТЫ АНАЛИЗА

Общая иерархическая система литологических тел, их границ и рядов приведена в табл. 1.1. Выделены литологические тела последовательных рангов – от слоев, литом, парагенераций и формаций до осадочно-породных бассейнов, их рядов и осадочной оболочки в целом. Намечены ориентировочные иерархические соотношения данной системы литологических тел со стратиграфическими, тектоническими, нефтегазовыми подразделениями и с типами несогласий. Кроме того, обозначены те виды исследований, которые наиболее эффективны при изучении стратифицированных подразделений разных рангов: для осадочных пород – собственно литологические, для осадочных формаций – формационные, для осадочных бассейнов и их рядов – литогеодинамические. Для проводимого анализа основное значение имеют формации, слагающие их парагенерации и градации, а также вертикальные и латеральные последовательности (ряды) формаций, образующие осадочно-породные бассейны. В связи с существующими разночтениями уточним наши представления об объектах этих рангов.

Формации – крупные пространственно развитые осадочные тела, образованные циклически и фашиально взаимосвязанными комплексами осадочных пород (парагенерациями). Структуру формаций определяют разнопорядковая цикличность, латеральная зональность, трансгрессивно-регрессивная направленность вертикальных последовательностей, характер внутриформационных перерывов, а также постседиментационные осложнения. Осадочные формации отвечают фазам тектонических циклов – тектоническим циклам Штилле (по терминологии В. Е. Хаина [2000]).

Парагенерации (по В. И. Драгунову [1990]) – ассоциации осадочных пород, относительно однотипные по наборам видов пород и их соотношений и отличающиеся по этим показателям от смежных (по вертикали и латерали) геологических тел (других парагенераций). Парагенерации примерно отвечают литофациям – литологически однотипным монофашиальным комплексам, связанным с элементарными фашиальными зонами. По объему часто близки свитам (или подсвитам). Ориентировочно отвечают

Таблица 1.1

Иерархическая система стратифицированных осадочных образований (ориентировочные соотношения литологических, стратиграфических, Сост. Г. А. Беленицкая, 2004

Ранг	Литологические тела (структурно-вещественные подразделения) ¹		Нефтегазонасыщенные подразделения	Циклическое строение ²	Мощность		
	основные	дополнительные					
1	2	3	4	5	6		
I	A	Осадочная оболочка			до >20 км		
	Б	Платформенный чехол			до 10 (>20)км		
II	Вертикальный ряд ЛгМк	Вертикальный ряд ЛгМк	Нефтегазонасыщенный мегакомплекс		до 10 (20) км		
III		Литогеодинимический мегакомплекс (ЛгМк); вертикальный ряд ЛгК					1-п (10) км
IV	a	Осадочный бассейн (ОБ); литогеодинимический комплекс (ЛгК)	Нефтегазонасыщенный комплекс		0,п-п км		
	б	Осадочный суббассейн					
V	a	Формация (литоформация, осадочная формация)	Природный резервуар, нефтематеринская свита, коллектор, флюидоупор		0,п-1 (>2) км		
	б	Субформация; макроцикл формациеобразующий					n10-n100 (>1000) м
	в	Член макроцикла; горизонт					n10-n100 (>1000) м
VI	Парагенерация (литофашия, гилеация, элементарная породная ассоциация)				n10-n100 м		
VII	Литома (многослой, элементарная литома, циклома)				0,0п-n10 м		
VIII	a	Слой (член литомы, цикломы)			0,0п-10 (п10) м		
	б	Циклит			<0,01-0,п(п) м		
	в	Член циклита (слоек)					

Примечания: 1. Курсив – наименования необщепринятые; полужирный курсив – наименования литогеодинимических эквивалентов. 2. Характер сочетания в вертикальном разрезе данного подразделения таксонов предшествующего ранга: Ц – циклическая повторяемость, Н – направленная изменчивость. 3. Мегацикл объединяет два мегаэтапа: океанически-коллизийный и платформенный. Платформенный мегаэтап

тектонических и нефтегазоносных подразделений)

Местные стратиграфические подразделения	Типы несогласий в подошве подразделений	Тектонические подразделения, сейсмотектонические проявления ³	Латеральные ряды синфазных одноранговых тел ¹	Основная дисциплина	Литогеодинамическое районирование ⁴	Нефтегазовое районирование ⁵		
7	8	9	10	11	12	13		
	Структурное	Тектонический мегацикл Вилсона	Стратисфера	Литогеодинамический анализ	ЛгМп	НГМп		
		Платформенный мегаэтап	Платформенный чехол					
	Структурное	Стадия тектонического мегаэтапа	Структурный (литогеодинамический) ярус				ЛгП	НГП
	Структурное	Тектонический цикл Бертрана	Структурный (литогеодинамический) этаж				ЛгО	НГО
Комплекс	Структурное (угловое)	Стадия тектонического цикла	Структурный (литогеодинамический) подэтаж	Литогеодинамический анализ				
							Серия	
Свита	Угловое (стратиграфическое)	Тектонический цикл Штилле	Латеральный ряд синфазных формаций	Литогеодинамический анализ				
							Стратиграфическое, эрозионное	Тектоническая фаза
	Стратиграфическое, эрозионное	Региональный литологический горизонт						
Подсвита	Стратиграфическое			Формационный анализ				
Пачка	Стратиграфическое	Тектонический импульс		Литогеодинамический анализ				
	Скрытое стратиграфическое, диастема	Сейсмотектоническая пульсация, осцилляция						

составляют три стадии: раннеавлагоденная, плитная, активизационная. Наименования циклов разных порядков по В. Е. Хаину. 4. ЛгЗ, ЛгО, ЛгП, ЛгМп – подразделения литогеодинамического районирования: зона, область, провинция, мегапровинция. 5. НГР, НГО, НГП, НГМп – подразделения нефтегазового районирования: район, область, провинция, мегапровинция (пояс).

также «породным ассоциациям» (по И. В. Хворовой) и «гилеациям» (по В. Н. Шванову) [Систематика ... , 1998].

Градации — латеральные части формаций (по всему их вертикальному срезу), примерно отвечающие элементарным фациально-палеогеографическим обстановкам, объединяющим ряд более мелких фациальных зон. В поперечном и продольном сечениях обычно включают несколько парагенераций. Циклическая структура градаций отражает цикличность формаций. Объемы градации и формации могут совпадать в случае, когда формация (чаще ее сохранившиеся фрагменты) состоит из одной градации.

Термин «*осадочный бассейн*» требует более развернутого пояснения, поскольку имеет разные толкования. К анализу его содержания и объема в последние годы обращались многие исследователи [Волож и др., 1995; Романовский, 1996; Литогеодинамика ... , 1998; Лукин, 1997; Хаин, 1991; Аглонов и др., 2000; Цейслер, 2000; Беленицкая, 2004; и др.]. Его составная часть — термин «*бассейн*» широко используется в геологической литературе применительно как к депрессионным структурам, так и к их осадочному выполнению и имеет разные значения: структурно-вещественное, седиментационное, структурно-геоморфологическое и др. Для целей наших исследований важен структурно-вещественный аспект, отражающий характер осадочного (осадочно-породного) выполнения.

В современной концепции осадочных бассейнов основу составляют представления о тектонически контролируемых осадочных телах. Эти представления имеют длительную предысторию, в наибольшей мере связанную с развитием формационного анализа и учения о нефтегазоносных бассейнах (Н. Б. Вассоевич, В. Е. Хаин, И. О. Брод, Н. П. Успенская, Б. А. Соколов и др.). В последние годы анализ палеотектонических проблем осадочной геологии резко активизировался благодаря интенсивному развитию во всем мире т. н. бассейнового анализа (*basin analysis* в англоязычной литературе) (Р. Allen, S. Cloetingh, M. Marzo, В. Е. Хаин, С. В. Аглонов и др.) и близкого к нему по подходам, целям, объектам и методам литогеодинимического анализа (С. И. Романовский, В. П. Феоктистов, Г. А. Беленицкая, Э. И. Кутырев и др.). Эти новые комплексные научно-методические направления призваны разносторонне исследовать крупномасштабные осадочно-породные тела как единые системы с целью воссоздания процессов и условий их заложения, истории последующего тектонического развития, расшифровки синседиментационных режимов, минерагенической специализации [Литогеодинамика ... , 1998; Минерагения ... , 1998; и др.].

В рамках литогеодинимики осадочные (осадочно-породные) бассейны понимаются и анализируются как системы, формирующиеся в функциональной зависимости от геодинамических (палеогеодинамических) особенностей аккумулирующих их депрессионных структур и от их эволюции, т. е. как системы, в структуре и вещественном выполнении которых интегрированы результаты взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов — осадконакопления, вулканизма, рудообразования. Поскольку геодинамическая активность оказывает прямое или опосредованное влияние на самые разные стороны жизни осадочных бассейнов (как на стадии осадкообразования, так и в ходе последующих преобразований), то геодинамический (и палеогеодинамический) анализ является необходимым элементом их исследований.

Следует подчеркнуть, что понятие «осадочный бассейн» принципиально отличается от понятия «*седиментационный бассейн*», которое под-

разумеает область накопления осадков, чаще всего водоем (или другую седиментационную емкость), где происходят (или происходили в прошлом) процессы осадконакопления (и формирование осадочно-породного бассейна).

Для понятия «осадочный бассейн» важным аспектом является его масштаб (ранг). В принципе данный термин применим к осадочно-породным телам разного масштаба. Однако в последние годы в отечественной литературе он чаще используется в более узком и конкретном значении в приложении к телам вполне определенного масштаба – крупного (надформационного) [Литогеодинамика ... , 1998; и др.]. Согласно этим представлениям, под осадочными (осадочно-породными) бассейнами понимаются стратифицированные литологические тела только надформационного уровня. Они соответствуют геолинзам, по В. И. Драгунову [1990], бассейновым комплексам или бассейновым комплексам формаций, по В. М. Цейслеру [2000]. *Осадочные бассейны представляют собой осадочное выполнение депрессионных палеоструктур, отвечающих элементарным геодинамическим обстановкам и единичным стадиям геодинамического развития соответствующих блоков литосферы* (стадиям тектонических циклов Бертрана, по терминологии В. Е. Хаина [2000]). Иначе говоря, *осадочные бассейны* могут рассматриваться как *литологические эквиваленты элементарных депрессионных геодинамических палеобстановок*, как их структурно-вещественное воплощение. Именно в таком значении (в этом объеме) – как тела фиксированного надформационного ранга, сомасштабные контролирующим их геодинамическим обстановкам, мы продолжаем использовать этот термин в данной работе.

В понятие «осадочный бассейн» входит определенная смысловая двойственность и иного плана: реально существующие осадочно-породные тела (в случае хорошей сохранности) и тела реконструируемые (в случае плохой вещественной и структурной сохранности именно они становятся основным объектом анализа). Первоначальный структурно-вещественный облик осадочных бассейнов составляют те их характеристики (наблюдаемые или восстанавливаемые), которые возникли к концу формирования вмещающих осадочный бассейн депрессионных палеоструктур. Их дальнейшая сохранность, зависящая от последующей геодинамической истории, весьма различна. В одних случаях современный объем и характер залегания слагающих толщ сохранены, по сравнению с первоначальными, относительно полно, что наиболее характерно для осадочных бассейнов, входящих в состав большинства рассматриваемых комплексов чехлов (как правило, недеформированных или слабдеформированных). В других осадочные бассейны могут быть представлены лишь деформированными фрагментами разного масштаба, находящимися в нарушенном залегании (например, фрагменты пассивноокраинных осадочных бассейнов в составе складчато-надвиговых комплексов). В первом варианте наблюдаемые ныне характеристики осадочных тел достаточно полно отражают первоначальную (палеоседиментационную) картину, во втором эта картина должна быть восстановлена, а исходный облик и характеристики осадочных бассейнов реконструированы. По своему объему понятие «осадочные бассейны» относительно близко к понятию «структурно-формационные комплексы», однако в отличие от последних, фиксирующих современную картину, итоговую за всю историю, характеристики осадочных бассейнов всегда отражают первоначальную (синседиментационную, часто рекон-

струированную) ситуацию. В качестве основного инструмента ее восстановления выступают литогеодинамические исследования.

Стратиграфическая и тектоническая длительность накопления осадочных бассейнов зависит от длительности существования контролирующих их геодинамических обстановок; она измеряется десятками миллионов лет, отвечая эпохам (отделам) или периодам (системам).

Морфологические и метрические показатели осадочных бассейнов (форма в плане и разрезе, симметричность, длина, ширина, мощность, объем и т. д.) весьма разнообразны, также определяясь прежде всего контролирующими их депрессионными палеоструктурами. Сведения о таких показателях, применительно к обстановкам каждого геодинамического типа, рассматривались раньше [Литогеодинамика ... , 1998; Беленицкая и др., 2001]. Так, например, для осадочных бассейнов внутриконтинентальных рифтов типичны вытянутые субсимметричные тела, ориентированные вдоль осевых частей рифтов, длиной от нескольких сотен до 1000 км и более, шириной десятки километров (до 100 км, иногда больше), мощностью от нескольких сотен метров до нескольких километров; для надрифтовых впадин характерны слабоудлиненные плоско-линзовидные субсимметричные тела несколько большей ширины, разной длины и почти на порядок меньшей мощности; для пассивноокраинных бассейнов – плоско-линзовидные асимметричные тела, слабоудлиненные вдоль палеоокраин, очень разной ширины (от нескольких до многих сотен километров), также значительной мощности – от нескольких сотен метров до 2–3 км и более; для краевых прогибов – нечетко грабенообразные асимметричные тела, удлиненные вдоль орогенного фронта, протяженностью несколько сотен, шириной несколько десятков километров (иногда 100 км и более), мощностью до 1–2 (3) км и т. д.

Осадочные бассейны представляют собой закономерные парагенезы формаций – их горизонтальные (латеральные) и вертикальные последовательности (ряды), ограниченные (и контролируемые) рамками элементарных геодинамических обстановок. Только в моноформационных осадочных бассейнах их объемы близки к объемам единичных формаций.

Пространственно-временные сочетания самих осадочных бассейнов – их *горизонтальные и вертикальные ряды* – формируют еще более крупные осадочно-породные тела – осадочные мегабассейны, составляющие основные геоструктурные подразделения осадочной оболочки.

Важнейшей характеристикой осадочных тел всех рангов является структура. Ведущим структурным показателем для тел каждого ранга выступают способы вертикального и горизонтального сочетания в их разрезах таксонов предшествующего ранга. Главные из них – циклическая повторяемость, направленная изменчивость и фациальная зональность (табл. 1.1). Кроме того, для каждого ранга имеются свои наборы характерных структурных особенностей. Так, структуру формаций характеризуют разнопорядковая (трех-четырёх порядков) цикличность, строение элементарных седиментационных макроциклов (основных структурных единиц формаций), характер сопряжения между макроциклами (трансгрессивно-регрессивная направленность), наличие и типы перерывов, наличие и интенсивность синседиментационных осложнений и т. д. Структуру осадочных бассейнов, образованных формациями, определяют количество и соотношение формаций в разрезе, направленность эволюции их вертикальных рядов, структурно-морфологические особенности типоморфных формаций, на-

личие осложнений (син- и эписедиментационных) – тектонических или литокинетических (соляной, глиняный диапиризм и др.). Структуру мегабассейнов характеризуют вертикальные и латеральные ряды осадочных бассейнов, которые в свою очередь зависят от смены геодинамических обстановок (во времени) и от соотношения их субсинхронных типов (в пространстве).

В табл. 1.1 намечены также ранжированные подразделения литогеодинамического районирования и картирования: литогеодинамические зоны, литогеодинамические области, литогеодинамические провинции, которые подробно рассмотрены в работе Г. А. Беленицкой [2007].

1.2. О КЛАССИФИКАЦИЯХ РИФОВЫХ, ГАЛОГЕННЫХ И ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ

При картировании формаций ведущими, наиболее значимыми показателями, наряду с возрастными, являются их структурно-вещественные характеристики. В качестве оснований классификаций рассматриваемых нами формаций приняты вещественные признаки, дополненные структурно-морфологическими. Для формаций всех групп учитывались показатели как их специфических компонентов (рифовых, соляных, углеродистых), так и «фоновых» (карбонатных, терригенных, глинистых, вулканогенных). Первые – типоморфные, главные при типизации формаций, вторые – второстепенные, но также весьма значимые. Структурно-морфологические показатели (цикличность, зональность и др.) составляли наборы дополнительных классификационных параметров, различных для формаций каждой группы.

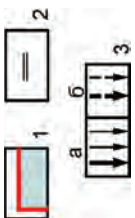
Классификации формаций каждой группы, наряду с общими принципами, имеют индивидуальные особенности. Все они подробно охарактеризованы в соответствующих главах.

1.3. ТИПИЗАЦИЯ ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Фациально-палеогеографическая характеристика обстановок подразумевает два сопряженных показателя: I – тип седиментационного бассейна и II – внутрибассейновая фациально-ландшафтная зональность. Упрощенные соотношения этих двух показателей отражены на рис. 1.1, в левой части которого приведен систематизированный перечень седиментационных бассейнов, а сверху последовательность фациально-ландшафтных обстановок (от абиссальных до горно-озерных).

При типизации *седиментационных бассейнов* (водоемов) мы взяли за основу наиболее общепринятую схему деления водоемов по физико-географическим параметрам в зависимости прежде всего от расположения по отношению к континентальной суше, степени изоляции, глубине и морфологии дна (Ю. М. Шокальский, О. К. Леонтьев). Ее принципы близки принципам морфоструктурных классификаций (И. П. Герасимов,

Рис. 1.1. Основные типы седиментационных бассейнов и фациально-ландшафтных обстановок образования рифогенных, соленосных и черносланцевых отложений. По [Беленицкая, 1998] с изменениями



1 – субаквальные фациально-ландшафтные обстановки, характерные для разных типов седиментационных бассейнов (утолщенной линией дан общий внешний контур); 2 – то же, нехарактерные; 3 – показатели глубин седиментационных бассейнов (толщина стрелок отражает относительную глубину): а – в наиболее глубоких частях бассейнов, б – в локальных депрессионных осложненных дна

В. М. Литвин и др.), которые имеют вполне определенный тектонический (геодинамический) смысл и являются базовыми для плитно-тектонических построений. Поэтому принимаемая классификация в целом удовлетворяет и задачам геодинамического анализа. (Следует заметить, что деление морских бассейнов по этой классификации не совпадает с некоторыми тектоническими градами, использующими иные принципы, но ту же терминологию. Например, Л. Э. Левин, подразделяя моря на окраинные и внутренние, придает этим терминам иной смысл, имея в виду их окраинное или внутреннее положение по отношению к границам подвижных тектонических поясов, а не континентальной суши.)

Седиментационные водоемы делятся на морские, лагунные и озерные. Среди морских различаются моря внутренние (внутриматериковые, средиземные), моря окраинные (краевые), окраинно-океанические бассейны и собственно океаны. К *внутренним морям* относятся морские водоемы, глубоко вдающиеся в материк, окруженные материковой сушей и частично связанные с океаном (или с соседними морями) одним или несколькими проливами (например, Красное, Средиземное, Черное, Балтийское и др.). К *окраинным морям* относятся морские водоемы, расположенные между материками и океанами, обычно отделенные от океанов только островами, полуостровами или подводными возвышенностями (например, Японское, Южно-Китайское и др.). Особую группу образуют *окраинно-океанические открытые бассейны*, непосредственно открывающиеся в океан (Восточно-Сибирское и др.), иногда они называются заливами (Бенгальский и др.). Собственно *океаны* являются наиболее открытой областью седиментации, где влияние континентов сказывается в наименьшей степени. В группу *лагунных (s.l.) бассейнов* объединяются небольшие приморские бассейны разнообразных типов: лиманы, небольшие заливы, собственно лагуны (лагуны *s.str.*), озера, расположенные в прибрежных областях, часто пространственно связанные между собой взаимопереходами и сменяющие друг друга во времени. Среди *озерных водоемов*, не имеющих гидрологических связей с океаном, важную группу образуют крупные озера (иногда называемые морями-озерами), возникающие при потере, нередко временной, связей с океаном вследствие тектонических перестроек (например, Каспийский). Часто они представляют собой по сути эволюционную (и временную) разновидность внутренних морей.

Седиментационные водоемы сгруппированы в шесть морфологических типов: океаны, окраинно-

океанические открытые бассейны (моря-заливы океанов), моря окраинные, моря внутренние, лагунные бассейны и озера. Моря каждого из трех типов — окраинно-океанические, окраинные и внутренние — подразделены на два подтипа: шельфовые с корой континентального типа с глубинами до 200 м (мелководные), реже до 500–600 м (относительно глубоководные), и котловинные с корой субконтинентального, субокеанического или океанического типов с большими глубинами. Среди котловинных морей по степени их раскрытости выделены микроокеанические (преимущественно рифтогенные) и малые океанические (спрединговые). Озера подразделены на глубокие и мелкие. В континентальном обрамлении плоских шельфовых морей чаще, хотя и не всегда, развиты низменные (тектонически более стабильные) равнины с мелководными озерами (равнинно-озерный тип), в обрамлении котловинных морей и глубоких озер — горная (тектонически активная) суша (предгорно- и горно-озерные типы).

Для *фациально-ландшафтных обстановок* принятый нами вариант типизации в целом отвечает наиболее употребительным схемам деления Дж. Уилсона [1980], Н. Н. Предтеченского [Осадочные ... , 1984; Предтеченский, 1992], В. И. Попова [Попов и др., 1985], Х. Рединга [Обстановки ... , 1990], В. Т. Фролова [1992, 1993, 1995] и др. Для ранжирования фациально-ландшафтных подразделений (и их наименований) единые принципы в настоящее время не разработаны. Могут быть выделены три ранга (рис. 1.1): 1) ландшафтная (палеогеографическая) область — морская и континентальная (континентально-озерная); 2) элементарная ландшафтная (палеогеографическая) обстановка или макрофациальная зона I–VII. В составе ряда обстановок выделены две разновидности — депрессионные (А) и мелководные (Б); важным отличием первых является наличие депрессионных осложнений дна, весьма типичных именно для условий рифо-, соле- и углеродонакопления. Субаэральные обстановки осадконакопления, характерные для континентальной области, в таблице не приведены, поскольку рифообразование, галогенез и углеродонакопление в значительных масштабах проявляются здесь лишь в субаквальных — озерных условиях; 3) фациальная зона (примерно соответствует фации Дж. Уилсона, мегафации Н. Н. Предтеченского) (в таблице не показана).

Развернутый обобщенный модельный профиль, условно объединяющий обстановки от абиссальных до высокогорных, приведен на рис. 1.2 (см. вкл. между с. 20 и 21).

На рис. 1.1 на фоне двух совмещенных и взаимоувязанных систем деления обстановок субаквального осадконакопления — типов водоемов и фациально-ландшафтной зональности — намечено положение депозитов водоемов и показана их относительная глубина. Матричная форма таблицы дает возможность проследить типовые ряды (спектры) ландшафтных обстановок, характерных для каждого типа водоемов. Рамкой и цветом обозначены области, где рифообразование, галогенез и накопление углеродистых отложений проявляются в формациеобразующих масштабах. Подчеркнем еще раз, что все они характерны лишь для субаквальных условий, поэтому субаэральные обстановки осадконакопления в общую выборку не включены.

За время образования каждой формации фациально-палеогеографические обстановки осадконакопления существенно и достаточно закономерно изменяются. Общий характер таких изменений частично проиллюстрирован на рис. 1.5, комментарии к которому приведены чуть ниже.

1.4. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Теоретической базой палеотектонического анализа служили положения и модели тектоники литосферных плит, которые на сегодняшний день представляют собой наиболее удобный и разработанный инструмент разнопланового литогеодинамического анализа и моделирования структуры и эволюции осадочных разрезов. Этому способствуют следующие особенности этой научной концепции: 1) наличие обоснованной ранжированной систематики тектонических обстановок осадконакопления, охватывающей все их основные разновидности; 2) достаточная детальность типизации при наличии подразделений, сомасштабных рассматриваемым литогеодинамическим единицам; 3) возможность установления латеральных и вертикальных взаимосвязей осадочных бассейнов, а также последовательности их эволюции; 4) наличие сведений об эндогенных и экзогенных геолого-геофизических параметрах выделяемых обстановок, комплекс которых пригоден для моделирования и поддается проверке и дальнейшему изучению; 5) наличие сведений о характере субстрата каждой из обстановок, его глубинной структуре, об эндогенной и флюидной активности. Иначе говоря, научно-методические разработки тектоники литосферных плит дают наиболее конкретные и адекватные геолого-геофизические механизмы и инструменты для реализации литогеодинамического анализа.

При проведении исследований с позиций плитной тектоники часто используются термины, требующие уточнения. В том числе геодинамическая и палеогеодинамическая обстановки, геодинамическая и палеогеодинамическая карты, литогеодинамический комплекс и др. Поскольку именно эти термины мы используем в монографии, уточним их значение, учитывая следующие определения, приводимые в работах [Геологический ... , 2010; Литогеодинамика ... , 1998].

Геодинамическая обстановка означает комплекс условий образования осадочных тел, определяемый в соответствии с типом региональной кинематики литосферных плит, существующей во время их формирования. *Палеогеодинамическая обстановка* – геодинамическая обстановка образования этих тел, выделяемая на основании палеогеодинамических (палеокинематических) реконструкций на исследуемый интервал времени. Восстановлению палеогеодинамических обстановок образования рифовых соленосных и черносланцевых бассейнов в работе придавалось особое значение.

Геодинамическая и палеогеодинамическая карты – разновидности тектонических и палеотектонических карт районирования территорий, основанные на концепции тектоники литосферных плит и отражающие геодинамические обстановки в заданный интервал времени.

В качестве геодинамической классификации осадочных бассейнов нами использован ранее обоснованный и апробированный в литературе вариант плитно-тектонической типизации контролирующих эти бассейны обстановок (палеообстановок). Классификация приведена в табл. 1.2 и на рис. 1.3 (см. вкл. между с. 20 и 21). Ее принципы разработаны отечественными и зарубежными учеными и освещены в исследованиях Х. Рединга, У. Диккинсона, К. А. Клешева, В. С. Шеина, А. А. Ковалева, С. И. Романовского, Г. А. Беленицкой, Э. И. Кутырева и др.

Таблица 1.2

Геодинамическая классификация осадочных бассейнов [Беленицкая, 2000]

Геодинамические режимы		Классы геодинамических обстановок	Геодинамические виды бассейнов, индексы *				
1		2	3				
Деструктивно-дивергентный	Рифтогенный и пострифтогенный	Рифтогенные внутриконтинентальные, Рк	Впадины внутриконтинентальных рифтов, ранние (эпиколлизионные, доплитные)	1			
			То же, поздние (синплитные)	2			
			Надрифтовые впадины	3			
			Сдвиговые бассейны в пределах рифтогенных систем	4			
	Спрединговый и постспрединговый	Рифтогенные межконтинентальные, Рм	Бассейны межконтинентальных рифтов	5			
						Рифтогенные океанические, Ро	Бассейны океанических рифтов
		Пассивно-окраинные, ПО		Бассейны пассивных окраин (стабильных)	6		
				Бассейны зон активизации пассивных окраин	6А		
				Активноокаинные (островодужные и окраинноконтинентальные), АО	Глубоководные желоба	17	
					Преддуговые и междуговые трюги	18	
Конвергентный	Субдукционный	Задуговые бассейны	Вторичнорифтовые бассейны активноокаинных поясов (бассейны растяжения)	7			

Подвиды и разновидности (по масштабу, месту заложения, морфологическим особенностям)	Суббассейны – эволюционные подразделения (снизу вверх)	Примеры осадочных бассейнов
4	5	6
Подвиды в составе чехла древних платформ, молодых платформ, пассивных окраин (предокеанические) [1], [2] рассеянно-рифтовые системы с ограниченной деструкцией коры; м1, м2 – бассейны на микроконтинентах	1 ^а , 2 ^а – собственно рифтовые, 1 ^б , 2 ^б – проседания (эпифрифтовые), 1 ^в , 2 ^в – инверсионные	Западно-Сибирские, P ₂ –T Печорские, O–D Верхнерейнский, P ₂ –Q Припятско-Днепровский, D ₂ –P ₁ Амазонский, C–P Каннинг, O–D
Подвиды в составе плитных комплексов древних и молодых платформ	3 ^а – трансгрессивные, 3 ^б – инундационные, 3 ^в – регрессивные	Центрально-Европейские, J ₁₋₃ Западно-Сибирские, J ₃ –K
		Мертвого моря, N ₂ –Q Бассейн Циркуматлантического кольца (сдвиговые участки), T ₃ –J ₁ , K ₁
м5 – бассейны на окраинах микроконтинентов	5 ^а – микроокеанические, 5 ^б – малых океанических бассейнов, 5 ^в – инверсионные	Красноморский, N ₁ –Q Аквитанско-Пиренейский, T ₂₋₃ –N ₁ бассейны Циркуматлантического кольца, T ₃ –J ₁ , K ₁
		Локальные бассейны Срединно-Атлантического и других океанических хребтов
об – на приокеанических (дистальных) частях окраин континентов, кб – на приконтинентальных (проксимальных); мб – бассейны на окраинах микроконтинентов	6 ^а – молодого океана (предсубдукционные)	Прибалтийский, E–O Бассейны Циркуматлантического кольца, K ₂ –Q (частично)
обА – на приокеанических (дистальных) частях активизированных окраин континентов, кбА – на приконтинентальных (проксимальных); мбА – бассейны на окраинах микроконтинентов	6 ^б – зрелого океана (синсубдукционные)	Волго-Уральский, D ₂ –P ₁ Северо-Аравийский, P–P Мексиканского залива, K ₁ –Q Западно-Канадский, D ₂ –C Северо-Африканский, K ₂ –P ₂ Бассейны Циркуматлантического кольца, K ₂ –Q (частично)
		Желоба вдоль зон субдукции, Марианский и др., Q
		Центрально-Филиппинский, N ₁ Курильский, N _{1,2} Андамено-Никобарский, N ₁ –Q
м7 – в связи с микроконтинентами [7], [м7] – в связи с рассеянно-рифтовыми системами с ограниченной деструкцией коры		Провинции Бассейнов и Хребтов, P ₃ –Q Маритайм, C ₁ Чу-Сарысуйские, D ₃ –C ₁ Тувинский, D ₂

Окончание табл. 1.2

1		2	3			
Конвергентный	Субдукционный	Активноо-краинные (островодужные и окраинноконтинентальные), АО	Задуговые бассейны	Окраинные бассейны (окаинные моря)	8	
				Краевые прогибы активно-окаинных поясов (раннеорогенные)	9	
				Внутренние (межгорные) впадины активноокаинных поясов (раннеорогенные)	М9	
			Впадины областей перисубдукционной активизации	10		
	Коллизионный	Коллизионные, К		Краевые прогибы коллизионных поясов (позднеорогенные)	11	
				Внутренние (межгорные) впадины коллизионных поясов (позднеорогенные)	12	
				Остаточные бассейны коллизионных поясов	13	
				Впадины позднеколлизионных рифтов (тафрогенные)	14	
				Впадины областей периколлизионной активизации (зон торошения)	15	
	Внутриплитный	Активизационный внутриплитный	Активизации внутриокеанической, Ао	Бассейны активизированных частей океанических плит	19	
Активизации внутриконтинентальной, Ак			Бассейны активизированных частей континентальных плит	20		
Стационарный внутриплитный		Стабильно-океанические, Со	Бассейны стабильных частей океанических плит	21		
		Стабильно-континентальные, Ск	Бассейны стабильных частей континентальных плит	22		

* Индексы без рамок – геодинамические виды осадочных палеобассейнов, характерные преимущественно либо для чехлов молодых и древних платформ (жирные цифры), либо

	4	5	6
	м8 – в связи с окраинами микроконтинентов, [8], [м8] – в связи с рассеянно-рифтовыми системами		Амударьинский, J ₁₋₂ Охотский, N Западно-Тайваньский, N
			Южно-Таджикский, J ₃ Амударьинский, J ₃ Восточно-Сибирский, E ₁₋₂
			Парадокс, Игл, C ₂ Тюпский, C ₁₋₂ Колхидский, J ₃
	Подвиды рифтовый и рассеянно-рифтовый, сдвиговый, «синеклизный»	Для «синеклизного» подвиды 10 ^а – трансгрессивные, 10 ^б – инундационные, 10 ^в – регрессивные	Ферганский, K–P ₂ Грин-Ривер, P Амударьинский, K–P
	11п – со стороны поддвигающейся окраины, 11т – со стороны надвигающейся		Предуральские, P Месопотамский, N Предкарпатские, N ₁ Приверхоянский, K
			Межгорных впадин Ирана, P ₂ –N Рионский, P ₃ –N
	13п – со стороны поддвигающихся участков окраины, 13т – со стороны надвигающихся		Прикаспийский, P Южно-Каспийский, N Ионический, Леванта, N–Q
	14п – со стороны поддвигающихся участков окраины, 14т – со стороны надвигающихся		Лигурийский, Алжиро-Прованский, Альборанский, N ₁ Трансильванский, N ₁ Центрально-Европейский, P ₂
	15п – со стороны поддвигающихся участков окраины, 15т – со стороны надвигающихся. Подвиды рифтовый и рассеянно-рифтовый	Для «синеклизного» подвиды 15 ^а – трансгрессивные, 15 ^б – инундационные, 15 ^в – регрессивные	Цайдамский, N ₁ –Q Ферганский, P ₃ –Q
	Подвиды вулканический и авулканический		Бассейны Китового, Мальдивского и др. подводных авулканических поднятий Атлантического, Тихого океанов, N–Q
	Подвиды вулканический и авулканический		Псковский, D ₃ Эльтон-Баскунчакский, Q ₄
	Подвиды атлантический и тихоокеанский		Бассейны стабильных областей Атлантического, Индийского и др. океанов, N–Q
	Подвиды древних и молодых платформ		Ижма-Печорский, O–D Западно-Тунгусский, PZ ₁

для зон их сочленения со складчатыми поясами (обычные цифры); индексы в квадратных рамках – виды, характерные для складчатых поясов.

В соответствии с основным принципом — соотношением геодинамических обстановок с разновозрастными границами (палеограницами) литосферных плит того или иного типа — выделены три группы (шесть подгрупп) режимов. Две группы — деструктивно-дивергентная и конвергентная — подчинены границам плит, третья — внутриплитная — охватывает внеграницные обстановки внутренних частей плит. Особо подчеркнем, что, говоря о деструктивных обстановках и деструкции коры, мы имеем в виду *деструкцию исключительно коры континентального, но не океанического типа*.

Деструктивно-дивергентной группе отвечают подгруппы рифтогенных (и пострифтогенных) и спрединговых (и постспрединговых) режимов, характерные для всех типов рифтовых поясов континентов и океанов. Конвергентной группе соответствуют субдукционные и коллизионные режимы, характерные для активноокраинных (островодужных и окраинноконтинентальных) и коллизионных поясов. Группе внутриплитных обстановок, включающей собственно внутриплитные части океанов и континентов, не контролируемые границами плит, отвечают в пределах тех и других активизационные и стационарные внутриплитные режимы.

В составе групп и подгрупп выделены обстановки двух рангов: классы и виды. Классы соотносятся с геодинамическими поясами (или с областями для внутриплитных территорий), а виды с конкретными (элементарными) геодинамическими обстановками. Именно последним отвечают осадочные тела ранга осадочных бассейнов.

Выделен ряд более дробных таксонов: подвиды, разновидности, суббассейны. Основанием для их выделения служили различные показатели: 1) характер субстрата — масштаб континентальных блоков, структурные особенности, возраст (например, малые или микроконтинентальные блоки, поддвигаемые передовые или надвигаемые тыловые части континентальных окраин, древние блоки или аккреционные новообразования и т. д.); 2) масштаб и морфологические особенности геодинамических обстановок (например, полноразвитые рифты или рассеянно-рифтовые системы с ограниченной деструкцией коры); 3) вертикальные (эволюционно-стадиальные) подразделения (например, три стадии развития внутриконтинентальных рифтов); 4) латеральные тектоно-ландшафтные и морфологические подразделения поперечных и продольных сечений обстановок (например, подножие, склон, шельф в поперечных сечениях пассивных окраин, рифтовые, сдвиговые участки и зоны трехлучевых сечений в их продольных сечениях).

Видам присвоены цифровые индексы от 1 до 22, в подвидах, разновидностях и суббассейнах их дополняет система буквенных обозначений (табл. 1.2).

Следует ввести ряд уточнений и пояснений, касающихся принятых принципов классифицирования и подходов к их реализации.

1. Связи с границами плит не для всех обстановок, включенных в группы, достаточно очевидны. Это касается, во-первых, внутриконтинентальных рифтов, представляющих собой лишь зарождающиеся границы. Во-вторых, пассивных окраин, являющихся надрифтовыми образованиями, заложение которых хотя и предопределено рифтогенным режимом, формировавшим границы плит, но на пассивноокраинной стадии они уже становятся не приграничными, а внутриплитными. В-третьих, коллизионных поясов, связанных с отмирающими грани-

цами. Таким образом, говорить о связях с границами плит для всех названных обстановок можно, лишь включив в их состав зарождающиеся и отмирающие типы.

2. Правомерно выделение еще одного типа границ, связанного с зонами сдвига. Однако такие зоны чаще являются звеньями либо дивергентных, либо конвергентных границ. В качестве же самостоятельного типа границ в целом они прослеживаются сравнительно ограниченно, и в их пределах осадочные формации не охарактеризованы. Поэтому в нашей классификации сдвиговые обстановки в отдельную группу не выделены, а бассейны зон сдвига рассматриваются в составе других групп (в частности, в рифтогенной). Следует однако учитывать, что изученность осадочных бассейнов этого типа, особенно древних, низкая, что связано с их плохой сохраняемостью и трудной идентификацией. В перспективе же, по мере опознания, их систематика может потребовать корректировки.

3. При определении систематической принадлежности некоторых видов и проведении классификационных границ нередко возникает неопределенность, возможность разных вариантов. Чаще всего это является следствием совмещения разнотипных геодинамических факторов и режимов (например, проявление деструктивно-рифтогенных или сдвиговых на фоне субдукционных или коллизионных и др.). Чтобы сократить неоднозначность решений, мы ввели единый – ранговый – принцип систематизации: во всех случаях отдавать приоритет показателю более высокого ранга. В результате бассейны всех видов, находящиеся в определенном геодинамическом поясе, рассматриваются в классе обстановок, соответствующих этому поясу, независимо ни от типа и интенсивности тех локальных напряжений, которые непосредственно контролируют данную обстановку, ни от большей или меньшей удаленности обстановки от границы, контролирующей пояс в целом.

Очень важен вопрос о геодинамических поясах, их ареалах и границах. В литературе вопрос о систематической принадлежности периферических зон активных поясов и о целесообразности их рассмотрения в качестве элементов самих поясов чаще обсуждался при анализе поясов сжатия, где эти зоны выражены особенно масштабно. Впервые подобный подход был обоснован П. Молнаром и П. Таппонье в отношении периферических горных областей современного Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, ныне большинством исследователей выделяемых в качестве единой области, неразрывно связанной с эволюцией пояса и получившей разные наименования: область или пояс «торошения» микроплит (Л. П. Зоненшайн), пояс межплитной тектоники (В. Е. Хаин), планетарный пояс сжатия (С. А. Ушаков, Н. А. Ясаманов), «зона битого льда» (Н. В. Шебалин) и др. Возможность аналогичного подхода обсуждалась и в отношении современных субдукционных поясов. Так, В. Е. Хаин, С. А. Ушаков, Н. А. Ясаманов считают возможным сопоставлять активные периферические области Тихоокеанского пояса с зонами «торошения» Альпийско-Гималайского. Приводятся данные и для более древних эпох. Так, П.-А. Зиглер показал существование обширной (до 1800 км и более в поперечнике) области в пределах палеофорланда Альпийского пояса, где в мезозое и кайнозое сказывалось активное влияние происходивших в нем геодинамических событий. Сходные соотношения П.-А. Зиглер и В. Е. Хаин видят и во многих других регионах: Скалистые горы Колорадо и Вайоминга, К–Р;

Тимано-Печорский регион, Р; северо-запад Африки, С₃, KZ; Центральная Азия, MZ; Средняя Сибирь и Монголия, PZ.

Сравнительный анализ комплекса эндогенных показателей (сейсмичность, тепловой поток, флюидовыводящая деятельность, тектоническая нарушенность, градиенты рельефа и др.), характеризующих внешние периферические зоны современных субдукционных и коллизионных поясов, позволил во всех случаях включать те их части, которые располагаются в ареалах проявления признаков эндогенной активности, в состав этих поясов. При этом обстановки частей поясов, удаленных от линеаментных зон, выделены в самостоятельные виды – бассейны областей перисубдукционной (удаленно-субдукционной) и периколлизионной (удаленно-коллизионной) активизации [Беленицкая, 1998].

Для субдукционных поясов такую интерпретацию мы использовали не только по отношению к активизированным областям континентов перисубдукционных и периколлизионных поясов, но и к эпиконтинентальным шельфам окраинных морей, развитым по периферии островодужных поясов (например, шельфы Юго-Восточной Азии). Последние в литературе интерпретируются по-разному, в частности и как бассейны пассивных окраин. Следуя общему принципу, мы включили их в состав активноокраинных поясов, а далее рассматривали как элемент либо задуговых, либо перисубдукционных бассейнов.

Тот же подход использован и по отношению к менее активному типу поясов – традиционно называемому пассивноокраинным. Вопрос о структурной принадлежности проксимальных (приконтинентальных) частей их шельфовых областей, а тем самым и о границе со стороны континентов, решается несколько неопределенно, в том числе и в современных бассейнах. Особенно это касается тех случаев, когда шельфовые (и палеошельфовые) акватории пассивных окраин заходят глубоко внутрь континентов, заливая обширные области континентальной коры, и при этом в свою очередь осложнены сетью рифтогенных (палеорифтогенных) систем. Например, среднепалеозойские приуральские палеошельфы Восточно-Европейского палеократона, которые могут рассматриваться в составе рифтогенных окраинно-континентальных систем, но, следуя обозначенному принципу, мы их относим к пассивноокраинному классу, к его деструктивному виду. Надо сказать, что этот вопрос аналогично решается и рядом других исследователей: шельфы такого типа структурно чаще соотносятся именно с пассивными окраинами, а не с теми или иными платформенными прогибами.

В итоге, под *геодинамическими поясами* (геодинамически активными, подвижными поясами) мы будем понимать обширные территории глобальных или трансрегиональных мегаструктур, подчиненных активным линеаментным системам (чаще всего границам литосферных плит) и отвечающих общим ареалам влияния активности этих систем. Геодинамические пояса всех типов имеют значительную ширину, отвечая ареалам проявления повышенной эндогенной активности. Их периферические области, даже весьма удаленные от линеаментных зон, нередко характеризуются высокими показателями эндогенной активности (сейсмичности, теплового потока, градиентов рельефа, тектонической нарушенности и т. д. при слабопроявленном вулканизме). Для современных поясов это хорошо видно на соответствующих специализированных глобальных и региональных картах и отмечается во многих исследованиях; данные палеореконструк-

ций позволяют предполагать аналогичную картину и в прошлые эпохи. Обзор тех и других приведен в работах [Беленицкая, 1998, 2001].

Осадочные бассейны в пределах наиболее активных поясов – деструктивных и конструктивных – широко распространены в их периферических частях, а во внутренних областях, где преобладают вулканогенные и осадочно-вулканогенные бассейны, занимают участки с несколько ослабленными, хотя и осязаемыми эффектами активности. В пределах пассивно-окраинных поясов, развивающихся над деструктурированными границами континентов или микроконтинентов и характеризующихся преобладанием геодинамически слабоактивным авулканогенным характером режимов практически на всей территории поясов, осадочные бассейны имеют повсеместное распространение. Сходная картина повсеместного распространения лишь осадочных (авулканогенных) бассейнов обычна для внутриконтинентальных надрифтовых поясов.

Перечисленные типы поясов, контролируемых границами литосферных плит или внутриконтинентальными рифтогенными системами, вместе отвечают набору рассмотренных классов вдольграничных геодинамических обстановок.

Итак, общим принципом как при проведении классификационных границ, так и при определении систематической принадлежности конкретных обстановок было предварительное решение вопроса о принадлежности к поясу (и классу) и лишь затем к виду бассейна. Изложенный принцип широко использован нами, в частности, в двух случаях. Во-первых, при установлении систематической принадлежности бассейнов, обязанных проявлению любых относительно более локальных напряжений, отличающихся от характера напряжений основного линеамента (пояса): бассейнов рифтогенных структур, осложняющих пассивноокраинные, активноокраинные или коллизионные пояса; зон сдвигов в пределах рифтогенных, активноокраинных или коллизионных поясов; зон столкновения малых блоков в контурах активноокраинных поясов; локальных зон субдукции в поясах столкновения. Все эти бассейны включены в состав соответствующих поясов (классов) в качестве видов или подвидов. Во-вторых, при диагностике обстановок, находящихся в периферических частях активных поясов, удаленных от линеаментных зон, но еще испытывающих влияние их активности (перисубдукционных, периколлизионных и др.). Мы обращаем на это внимание, поскольку для осадочных бассейнов эти обстановки весьма характерны.

Более сложные геодинамические ситуации возникают при сочетании (пересечении, схождения) двух-трех и более субсинхронных одно- или разнотипных линеаментов. Многим из них отвечают крупнейшие осадочные тела. Очень масштабно они представлены в пределах активноокраинных и коллизионных поясов. Так, для углов палеоконтинентов, выступающих в сторону подвижных поясов, характерно формирование двух накатывающихся на них сходящихся краевых прогибов, вызывающих значительное погружение этих зажатых между ними и обычно сильно раздробленных углов и аккумуляцию мощнейших осадочных формаций и осадочных бассейнов (юг Сибирского палеоконтинента в конце венда – кембрии). Над входящими углами чаще формируются остаточные бассейны, нередко контролируемые наиболее крупные максимумы осадконакопления (Прикаспийский бассейн в перми, Восточно-Средиземноморский в миоцене). На наиболее сложных участках нередко имеют место разнообраз-

ные комбинации из выступающих палеоуглов, на которые накатываются краевые прогибы, входящих палеоуглов, над которыми формируются остаточные бассейны, впадины позднеколлизионных рифтов, пересекающих складчато-надвиговые сооружения, и континентальных рифтов, закладываемых субсинхронно коллизии, но уже в пределах рамы. В таких ситуациях формируются крупнейшие осадочные системы мира. Примеры такого рода комбинаций из субсинхронных разнотипных обстановок с мощным осадконакоплением в каждой из них известны в разновозрастных поясах и их обрамлениях: миоценовая Предзагросско-Средиземноморская коллизионная и Суэцко-Красноморская рифтогенная системы, позднеюрская Предкавказско-Амударьинско-Южнотаджикская активноокраинная система с Аральским рифтогенным «ответвлением», пермская Предуральско-Прикаспийская коллизионная система с Днепровским и Бузулукским рифтогенными «ответвлениями». Многие из таких мощнейших осадочных комплексов, возникших над входящими или выступающими палеоуглами континентальных блоков, составляют ныне значительную часть осадочных разрезов геоструктур, известных в литературе как узловые или экзогональные синеклизы, которые представляют собой крупнейшие аккумуляторы осадков (Прикаспийская, Восточно-Сибирская, Пермская, Амударьинская и др.).

Для дальнейших формационных исследований принята классификационная система, в которой выделены три группы геодинамических режимов. Деструктивно-дивергентная группа объединяет четыре класса обстановок: рифтогенные внутриконтинентальные (впадины внутриконтинентальных рифтов, надрифтовые и сдвиговые бассейны в пределах рифтогенных систем), рифтогенные межконтинентальные, рифтогенные океанические и пассивноокраинные. Конвергентная группа объединяет два класса: активноокраинные (глубоководные желоба, преддуговые и междуговые трогги, задуговые бассейны) и коллизионные (краевые прогибы, внутренние впадины, остаточные бассейны, впадины позднеколлизионных рифтов). Группа внутриплитных обстановок, не контролируемых активными границами плит, объединяет четыре класса (каждый по одному виду): активизационный внутриконтинентальный, активизационный внутриокеанический, стационарный внутриконтинентальный, стационарный внутриокеанический. Подавляющее число значительных осадочных бассейнов, в том числе практически все с наибольшей мощностью осадков, относится к первым двум группам.

Данная геодинамическая классификация служила основой при проведении палеогеодинамических реконструкций. Более детальные характеристики осадочных бассейнов разных геодинамических видов, их региональные палеопримеры и современные (формирующиеся) аналоги систематизированы и охарактеризованы в ряде работ [Литогеодинамика ... , 1998; Беленицкая и др., 2001].

В рассмотренной классификации большинство геодинамических таксонов отражает два разных типа существующих между ними связей — пространственные (латеральные, субсинхронные) и временные (последовательные, эволюционные). Соответственно они могут относиться как к пространственным категориям — к поясам и отдельным депрессионным структурам, так и к временным — к стадиям и более дробным подразделениям геодинамической эволюции. Определяющий показатель первых — их соотношение с разновозрастными границами плит того или иного типа —

наиболее важен при анализе одноуровневных обстановок и одновозрастных осадочных бассейнов — их латеральных рядов. Основной показатель вторых — последовательность смены в течение геодинамического цикла, сопряженная с развитием океанического бассейна от его зарождения до отмирания (модель цикла Уилсона) — в наибольшей мере отвечает задачам эволюционного анализа (восходящих последовательностей — их вертикальных рядов).

Эти два типа связей отражены на рис. 1.4 (см. вкл. между с. 30 и 31). Рисунок составлен в матричной форме, в его левой части приведены соотношения между временными (стадиальными) подразделениями, в правой между пространственными. Для осадочных бассейнов разных геодинамических видов рисунок дает наглядное представление об их пространственно-временных соотношениях и параметрах и об основных эндогенных характеристиках. Для каждого вида осадочных бассейнов показано наличие в его разрезе важнейших специфических осадочных формаций: рифогенных (и их масштабов), соленосных (с указанием геохимических типов), черносланцевых (высокоуглеродистых), а также красноцветных; кроме того, приведены вероятные масштабы нефтегазовой продуктивности. Все это позволяет заранее наметить общую картину распространения и пространственно-временных соотношений исследуемых формаций в разных геодинамических обстановках.

Следует отметить, что палеотектонический анализ осадочных бассейнов может быть выполнен и с позиций других тектонических концепций и других вариантов систематик депрессионных структур. Прежде всего рифтогенной, но также и платформенно-геосинклинальной. Использование этих концепций облегчается, в частности, возможностью установления между их подразделениями определенных, хотя и не всегда однозначных, пространственно-временных соотношений. Ориентировочный характер соотношений между временными (стадиальными) и пространственными подразделениями трех основных тектонических концепций — плитно-тектонической, рифтогенной и геосинклинально-платформенной был кратко рассмотрен в работе «Литогеодинамика...» [1998]. Схематично он отражен на рис. 1.4, который позволяет получить общее наглядное представление о распространении и пространственно-временных соотношениях исследуемых нами формаций в разных обстановках применительно к разным тектоническим концепциям.

1.5. ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Удобным инструментом решения различных задач формационного анализа и оптимальным способом сворачивания разнообразной информации могут служить литогеодинамические (тектоно-седиментационные) модели [Беленицкая и др., 2001]. Их цель — выявить, систематизировать и наглядно отразить пространственно-временные взаимосвязи между наиболее важными характеристиками осадочных тел, контролирующими их геодинамическими и фациально-ландшафтными обстановками, а также проследить динамику их согласованного изменения и эволюции. Ниже приведены лишь базовые модели осадочных тел, обстановок и их

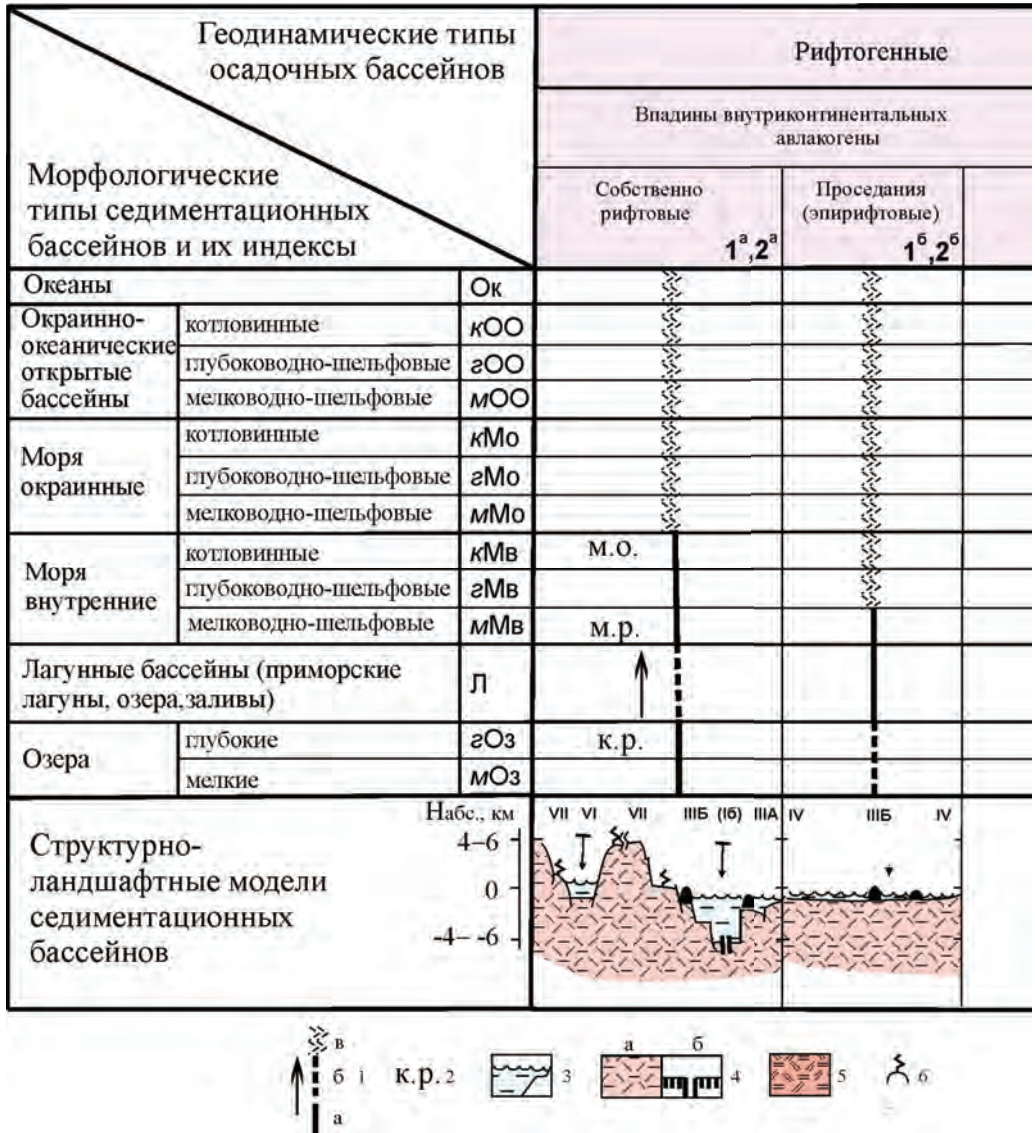
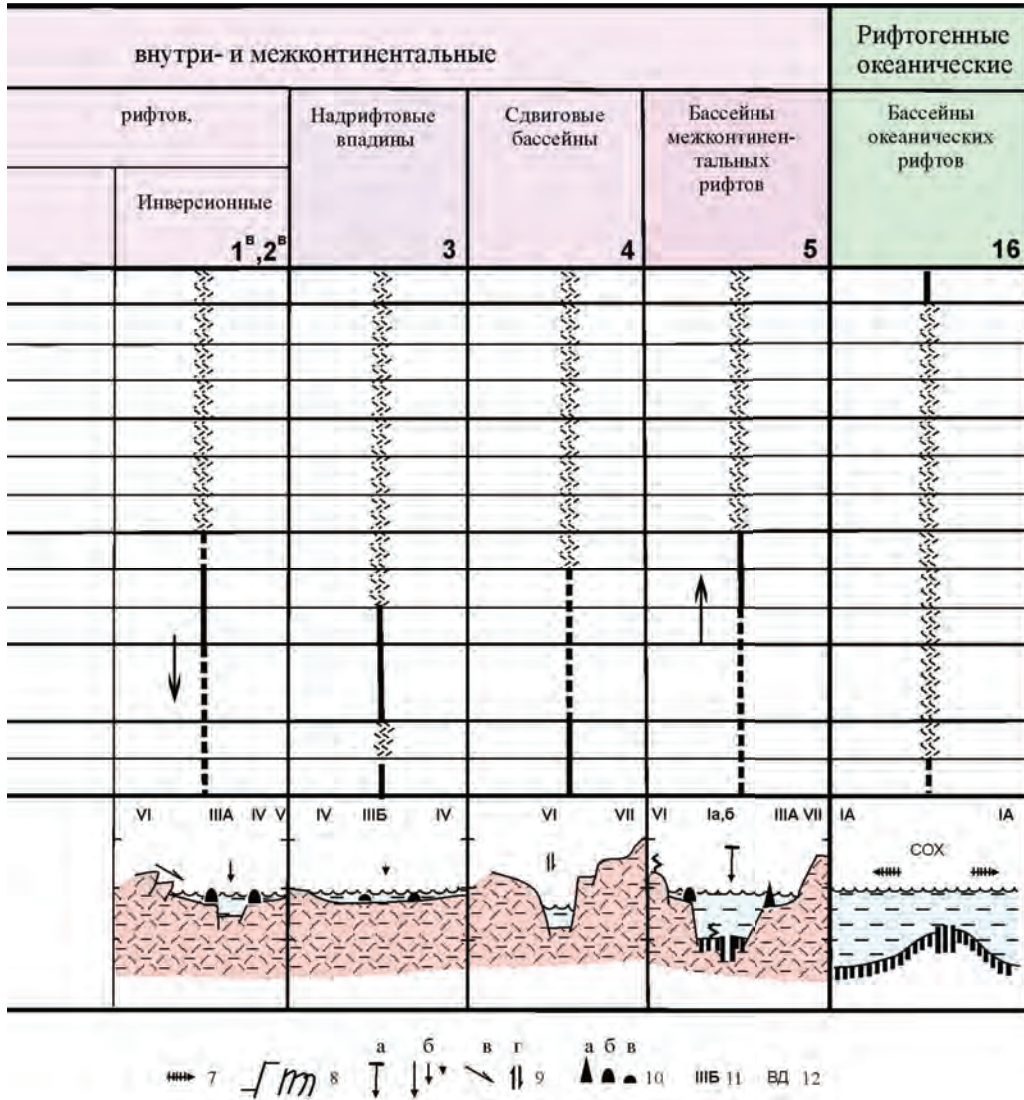


Рис. 1.5. Ландшафтно-морфоструктурные модели осадочных бассейнов [Беленицкая и др., 2001]

1 – морфологические типы седиментационных бассейнов, присущие геодинамической обстановке (стрелка – последовательность их смены): а – основные, развитые в депоцентрах прогибания, б – второстепенные, периферические, в – отсутствуют; 2 – подстадии развития рифтов: к.р. – континентального рифта, м.р. – морского рифта, м.о. – микроокеаническая; 3 – осадочные бассейны; 4 – тип земной коры: а – континентальная и субконтинентальная, б – океаническая, субокеаническая и оси спрединга; 5 – комплексы вулканических дуг и внутриокеанических вулканогенных поднятий; 6 – активный вулканизм; 7 – направление движения литосферных плит; 8 – синседиментационные тектонические смещения масс в субстрате и обрамлениях бассейнов; 9 – то же, характерные типы: а – раздвиг с прогибанием, б – прогибание разной интенсивности, в – надвиг, г – сдвиг, сдвиго-раздвиг;



10 – биогермные комплексы разного масштаба: а – рифовые, б – пластово-биогермные, в – пластово-строматолитовые; 11 – фациально-ландшафтные обстановки: IA – абиссальные и хедальные (ложе океана, впадины глубоководных желобов), I^а, I^б – батиально-абиссальные и батиальные (дно котловинных морей, континентальный склон), II – внешнего шельфа, барьерно-рифтовые, III – внутреннего шельфа (IIIA – депрессионные, IIIБ – мелководные), IV – прибрежные лагунно-заливные (сэхово-лагунные), V – низменно-равнинно-озерные, VI – предгорно- или возвышенно-равнинно-озерные, VII – горно-озерные; 12 – зоны относительных поднятий, разделяющие бассейны осадконакопления: ВД – вулканическая дуга, СНП – складчато-надвиговый пояс, ШЗ – шовная зона, ПТ – пояс «торошения», ОП – внутриконтинентальное локальное поднятие, СОХ – срединно-океанический хребет (см. продолжение рис. на с. 34–37)

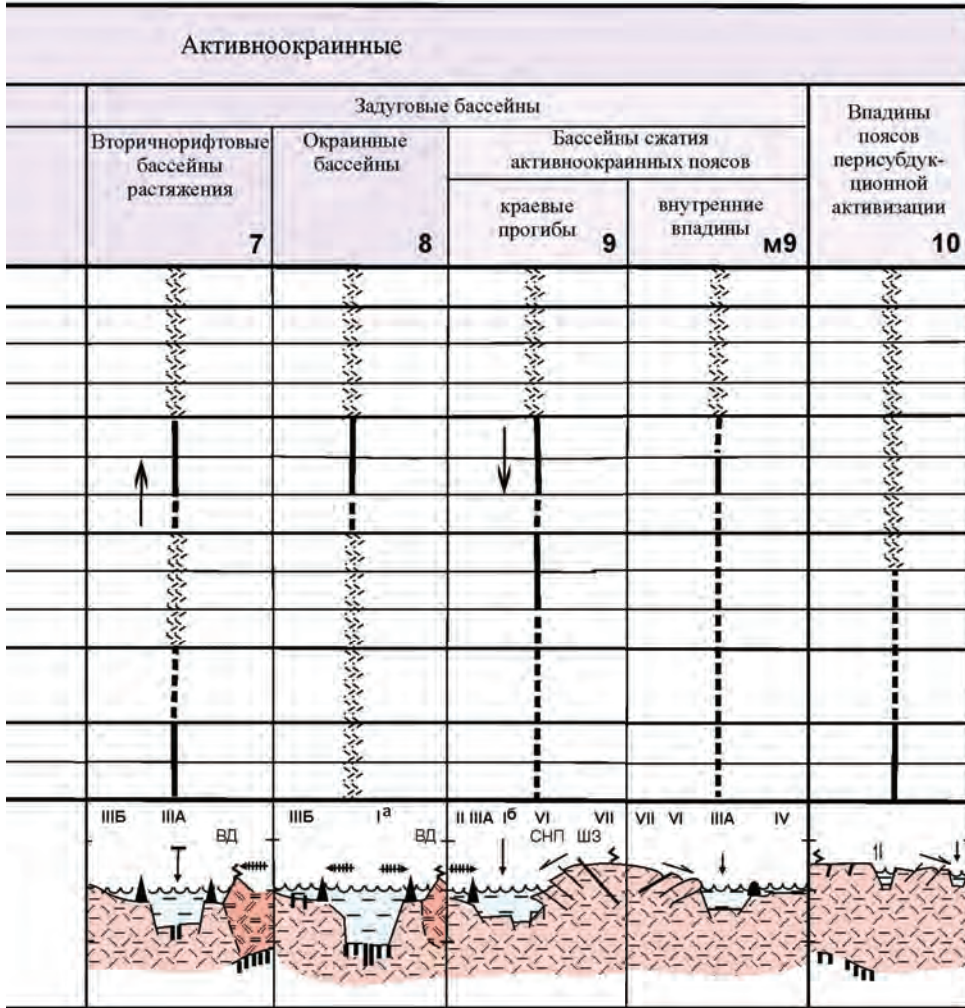
	Пассивноокеанские		Глубоководные желоба	Преддуговые и междуговые троги	17	18			
	Бассейны пассивных океанов								
	стабильных зон	зон активизации							
	6	6А							
Ок									
кОо									
гОо									
мОо									
кМо									
гМо									
мМо									
кМв									
гМв									
мМв									
Л									
гОз									
мОз									
Набс., км	IA	Iб II	IIIб IV	IA	Iб II	IIIа VI	IA	IaIб	ВД
4-6									
0									
-4 -6									

Рис. 1.5. Продолжение

последовательностей, которые были в дальнейшем использованы в качестве основы при исследовании формаций разных групп.

Геодинамические модели осадочных бассейнов. На рис. 1.3 для каждого типа геодинамических обстановок приведены мелкомасштабные профилные схемы, отражающие условия заложения, главные черты строения конкретных участков литосферы, формирующих каждый тип осадочных бассейнов, специфику эндогенной активности недр, т. е. синхронный литогенез геодинамический фон, на котором протекают процессы осадочного пороодо- и рудообразования. На рис. 1.4 для всех геодинамических обстановок приведено типовое формационное наполнение, в том числе касающееся трех групп рассматриваемых осадочных формаций.

Эндогенный фон обстановок осадконакопления создают сочетания различных проявлений эндогенной активности в поверхностной и близ-



поверхностной зонах Земли. Главные из них – сейсмическая и вулканическая активность, плотность теплового потока, амплитуда и контрастность вертикальных и горизонтальных движений коры, тектоническая нарушенность субстрата, а также флюидная активность. Специальный анализ всех этих проявлений (с ориентировочной количественной оценкой их показателей), характерных для каждой из обстановок, выполнен в работах [Литогеодинамика ... , 1998; Беленицкая и др., 2001].

Ландшафтно-морфоструктурные модели. Цель этого вида анализа и моделирования, чрезвычайно важных для осадочных тел, – отразить типовые фациально-ландшафтные характеристики седиментационных бассейнов, присущие обстановкам разных геодинамических типов, а также тенденции их изменения в течение времени существования каждой обстановки. Такого рода модели приведены на рис. 1.5. По вертикали показана

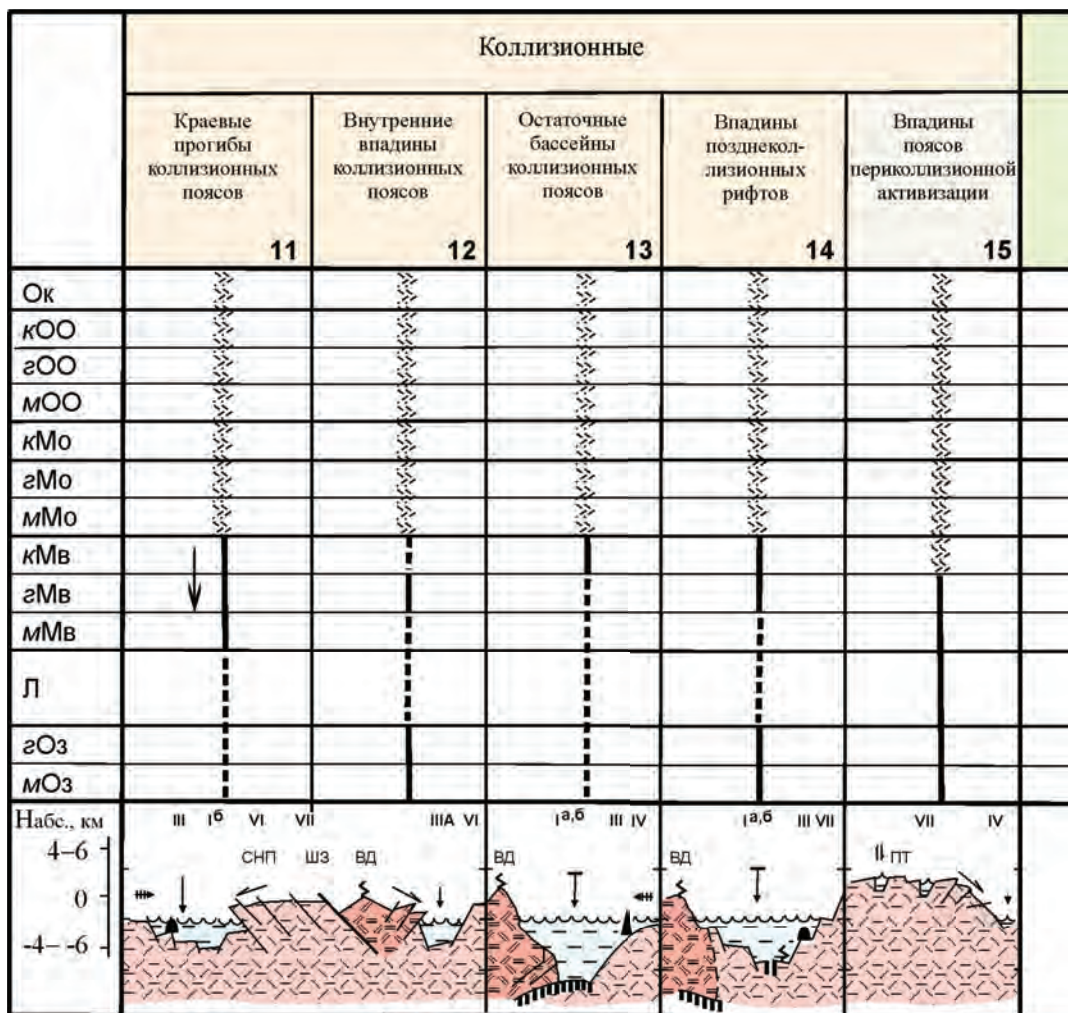
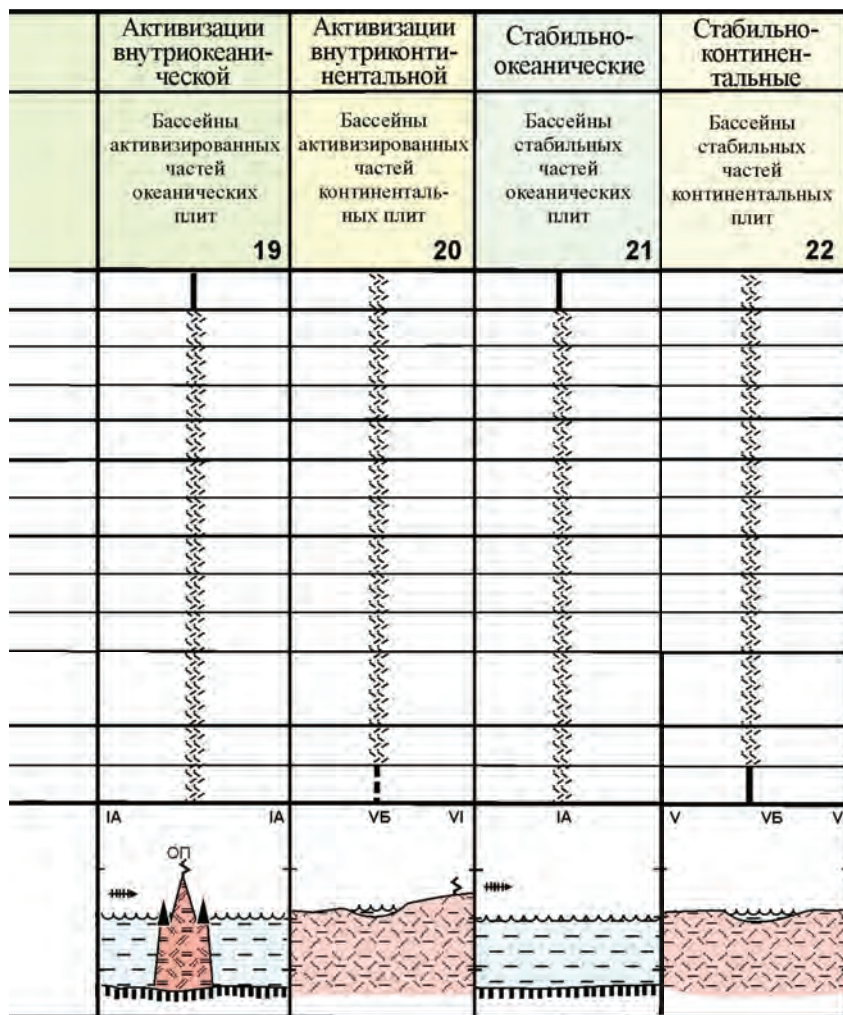


Рис. 1.5. Окончание

последовательная смена типов седиментационных бассейнов, а внизу упрощенные фациально-ландшафтные профили для наиболее типичных структурно-ландшафтных ситуаций. Например, для эволюционирующих условий внутриконтинентальных рифтов и надрифтовых впадин (на собственно рифтовых стадиях их развития), а также для межконтинентальных рифтов и вторично-рифтовых осадочных бассейнов в общем случае характерны трансгрессивные ряды с нарастанием мористости, с тенденцией смены фациально-ландшафтных обстановок от доминирующих континентально-озерных к глубоководно-морским. Для инверсионных стадий внутриконтинентальных рифтов и надрифтовых впадин, для краевых прогибов и остаточных бассейнов коллизионных и субдукционных поясов типичны регрессивные ряды с обратными последовательностями. Для пассивных окраин и окраинных бассейнов – инундационные ряды с невыра-



женной направленностью, а для бассейнов зон активизации и деструкции пассивных окраин – разнонаправленные.

Структурно-ландшафтные модели, приведенные на нижней строке рис. 1.3, как и геодинамические, кроме показателей седиментационных обстановок, отражают также характеристики обстановок в пределах прилежащих межбассейновых синтетектонических поднятий, т. е. в смежных с седиментационными бассейнами областях сноса и гипергенеза.

Модели типовых вертикальных рядов осадочных формаций и осадочных бассейнов. Для осадочных бассейнов каждого геодинамического типа характерны устойчивые тенденции вертикальных последовательностей (рядов) осадочных формаций в их разрезах, тесно сопряженные с рассмотренной направленностью фациально-ландшафтных изменений в ходе эволюции каждого геодинамического типа. Соответственно для тех обстановок,

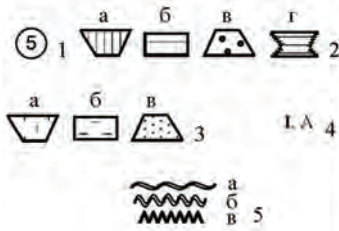
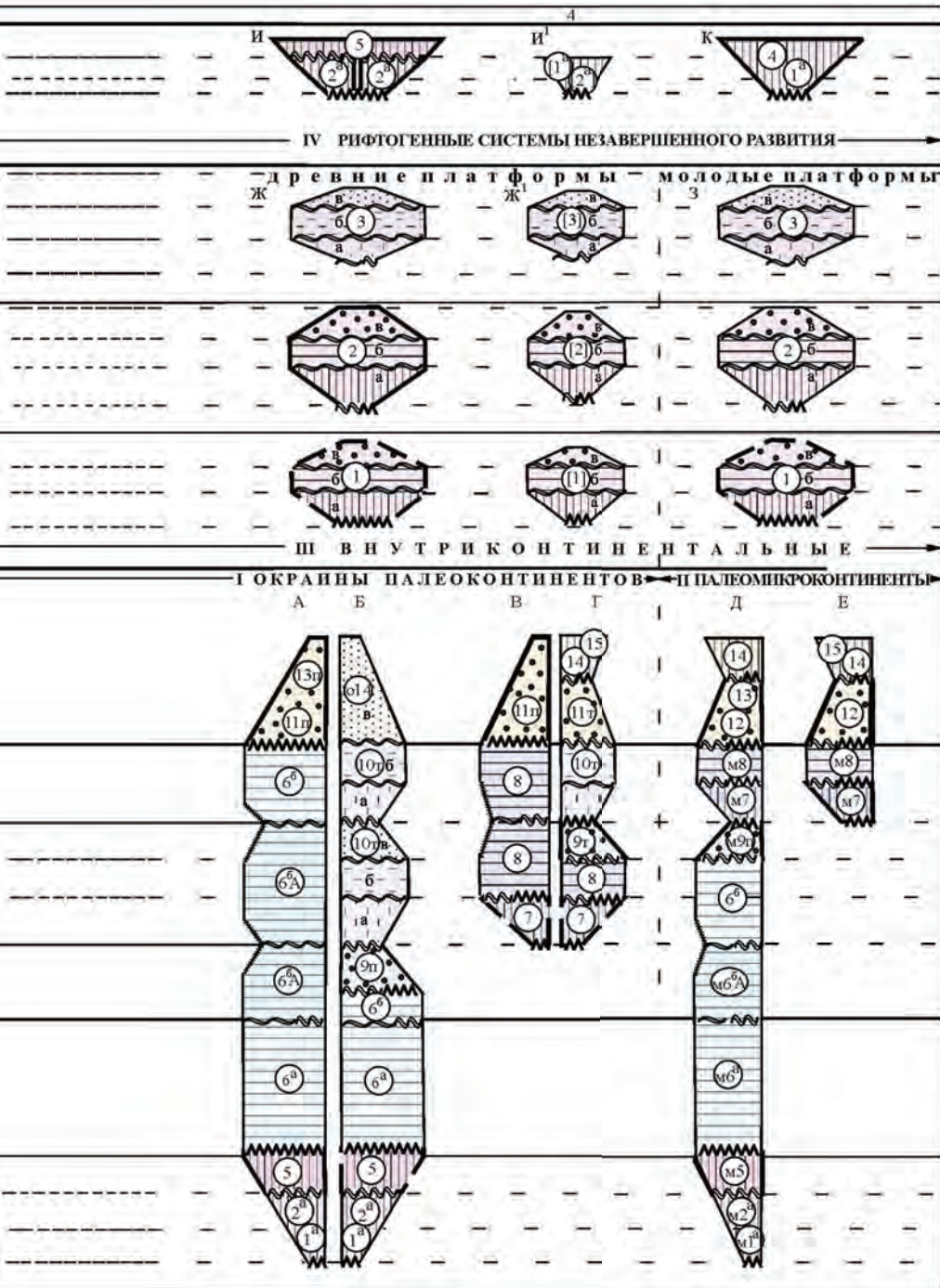


Рис. 1.6. Типовые вертикальные ряды осадочных бассейнов разных геодинамических типов [Беленицкая и др., 2001] с дополнениями

1 – индексы геодинамических видов осадочных бассейнов (цифры) и закрашка соответствуют табл. 1.2); 2 – осадочные бассейны, развивающиеся на фоне различных геодинамических напряжений (утолщенными линиями выделены контуры бассейнов с наиболее масштабным соленакоплением, штриховыми – с предполагаемым): а – растяжения, деструкции, б – проседания, активного прогибания, в – сжатия с локальным растяжением, г – активизации с рассеянной деструкцией и (или) сжатием на фоне прогибания; 3 – то же, на фоне напряжений слабой интенсивности; 4 – группы (I–IV) и типы (А–К) вертикальных рядов осадочных бассейнов: I – окраинноконтинентальные (А – месопотамский, Б – восточносибирский, В – предкарпатский, Г – амударьинский), II – микроконтинентальные (Д – иранский, Е – срединно-тяньшанский), III – внутриконтинентальные (Ж – древних платформ, З – молодых платформ), IV – современных внутри- и межконтинентально-рифтовых систем незавершенного развития (И – постплатформенный, К – постколлизионный); 5 – преобладающие типы несогласия в основании осадочных бассейнов: а – стратиграфическое, б – угловое, в – структурное

МЕГА ЭТАПЫ	СТАДИИ МЕГАЭТАПОВ И ИХ ЦИКЛИЧНОСТЬ	ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЕДИНИЧНЫХ ЦИКЛОВ РАЗВИТИЯ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР			
		ЭТАПЫ	СТАДИИ ПОДСТАДИИ		
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ	ПОСТПЛАТФОРМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТООБРАЗОВАНИЯ	РИФТОВЫЙ	СОБСТВЕННО РИФТОВАЯ	М.О. М.Р. К.Р.	
		ПРЕДРИФТОВОЙ АКТИВИЗАЦИИ			
	ОРТОПЛАТФОРМЕННАЯ [ПЛИТНАЯ]	СТАБИЛЬНОГО СОСТОЯНИЯ [СПОКОЙНОГО РАЗВИТИЯ]	РЕГРЕССИВНАЯ	ИНФУНДАЦИОННАЯ	
		ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТООБРАЗОВАНИЯ [ВНУТРИПЛИТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ]	РИФТОВЫЙ	ПРОСЕДАНИЯ	М.О. М.Р. К.Р.
ЭПИКОЛЛИЗИОННАЯ [РАННЕАВЛАКОНГЕННАЯ]	РИФТОВЫЙ	ПРЕДРИФТОВОЙ АКТИВИЗАЦИИ	III ИНВЕРСИОННАЯ		
		II ПРОСЕДАНИЯ	I СОБСТВЕННО РИФТОВАЯ	М.О. М.Р. К.Р.	
ОКЕАНИЧЕСКИ-КОЛЛИЗИОННЫЙ	КОЛЛИЗИОННАЯ				
	СУБДУКЦИОННАЯ	МАЛЫЙ ЦЕПЬ УГЛОВОЙ	III СЖАТИЯ (ЗАКРЫТИЯ ОКРАЙННОГО МОРЯ)	II ПРОСЕДАНИЯ (РАСКРЫТИЯ ОКРАЙННОГО МОРЯ)	
		ЦЕПЬ РАЗВИТИЯ ВТОРИЧНОГО РИФТОВОГО БАССЕЙНА	I РАСТЯЖЕНИЯ (РИФТОВАЯ)		
РАСПИРЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА					
АКТИВИЗАЦИИ И ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТООБРАЗОВАНИЯ	РИФТОВЫЙ	СОБСТВЕННО РИФТОВАЯ		М.О. М.Р. К.Р.	
		ПРЕДРИФТОВОЙ АКТИВИЗАЦИИ			

ТИПОВЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ



которым присуще нарастание мористости, характерны трансгрессивные формационные ряды, для обстановок с обратной сменой фашиально-ландшафтных условий — регрессивные, с инундационными последовательностями — ряды с невыраженной направленностью и т. д.

Для самих осадочных бассейнов их типовые вертикальные последовательности (ряды) (рис. 1.6) в свою очередь отражают устойчивые последовательности различных видов осадочных бассейнов, которые представлены в разрезах геоструктурных элементов или отдельных структурных зон. Именно ряды осадочных бассейнов формируют структурные этажи осадочного чехла. Они соотносятся с разными стадиями геодинамических мегациклов и отражают главные тенденции их геодинамической эволюции.

Наиболее типичные виды палеогеодинамических вертикальных последовательностей осадочных бассейнов, наблюдаемые в осадочных разрезах разных регионов мира, возникающие на фоне полного тектонического мегацикла в разных геоструктурных обстановках, систематизированы в работах [Беленицкая, 1998; Беленицкая и др., 2001; и др.], где был приведен также достаточно подробный обзор всех выделенных подразделений с характеристикой входящих в них рядов осадочных бассейнов в типовых регионах мира. На рис. 1.6 воспроизведен упрощенный графический вариант этой типизации. Выделены три группы рядов: I на окраинах континентов (палеоконтинентов); II в пределах микроконтинентов (палеомикроконтинентов) и III внутриконтинентальные (внутрипалеоконтинентальные). В современной геоструктурной картине мира эти группы примерно соответствуют трем категориям геоструктурных элементов и отвечающим им трем типам осадочных разрезов. Первые располагаются вдоль границ между складчатыми областями и платформами (древними и молодыми) и входят в состав пограничных бассейнов; вторые — внутри складчато-надвиговых систем и входят в бассейны складчатых поясов; третьи занимают внутренние части древних и молодых платформ и отвечают внутриконтинентальным бассейнам.

Характерно, что в основании подавляющего большинства рядов (и прежде всего наиболее крупных) находятся бассейны одного из типов рифтогенной группы. Например, окраинноконтинентальные ряды, как правило, начинают бассейны внутри- межконтинентальных рифтов, наследуют пассивноокраинные и завершают краевые прогибы субдукционных и (или) коллизионных поясов. Такой стиль развития характерен для многих зон сочленения между платформенными и складчато-надвиговыми областями (мегабассейны Предуральский, PZ, Предкарпатский, MZ—KZ, Предзагросский, PZ—KZ и др.).

Модели типовых латеральных рядов осадочных бассейнов отражают наиболее характерные латеральные связи осадочных бассейнов разных геодинамических типов на разных стадиях океанически-коллизионного мегацикла, а также варианты их последовательной смены в течение мегацикла [Беленицкая, 1998, рис. III.22]. Общая глобальная картина латеральных соотношений осадочных бассейнов и их поясов разных геодинамических типов и классов для неогеодинамического этапа и для ряда палеогеодинамических этапов будет проиллюстрирована ниже в связи с историко-геодинамическим анализом соленосных формаций мира и России.

Комплексные литолого-минерагенические модели. Этот тип моделей является в значительной мере итоговым. Поскольку используемые подходы

позволяют рассматривать полезные компоненты как закономерные звенья осадочных систем, занимающие вполне определенные места в их структуре, геодинамическом и стадийном развитии, то любая из литогеодинамических моделей может быть использована в качестве базовой при построении соответствующей системы минерагенических моделей, в том числе прогнозных. Варианты формационно-литологического и минерагенического наполнения моделей приводятся при анализе каждой из групп формаций.

Рассмотренная система моделей позволяет решать широкий спектр задач формационно-минерагенических исследований. Конкретный характер задач определяет акцент на те или иные их виды.

1.6. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПОДХОДЫ К ПОСТРОЕНИЮ ЛЕГЕНД И АНАЛИЗУ КОМПЛЕКТА КАРТ

Структурно-тектоническое районирование. В качестве основы для комплекта карт использован упрощенный вариант районирования территории России, принятый на карте [Национальный ... , 2007], с небольшими авторскими дополнениями и изменениями применительно к специфике карт. Для сокращения загрузки показаны лишь некоторые структурно-тектонические показатели: границы структурно-тектонических элементов первого и второго порядка и их наименования; погребенные и кайнозойские рифтогенные системы; для областей распространения складчатых и метаморфических комплексов (для обрамлений осадочных бассейнов) использовано традиционное районирование по возрасту складчатости.

Типизация полезных ископаемых. Среди полезных ископаемых, связанных с рассматриваемыми формациями, выделены группы, включающие ряд видов. Для каждой из формаций характерен свой набор групп. Общими являются рудная (объединяющая металлы и неметаллы) и углеводородная. Для соленосных формаций особое значение имеют галургическая и гидроминеральная группы. Для каждого вида полезных ископаемых показаны установленные месторождения (и их ранг) и проявления, для некоторых ареал распространения.

Схемы региональной и межрегиональной корреляции формаций на территории России. Для выяснения закономерностей пространственного распространения и временного соотношения формаций каждой группы на территории России составлены схемы корреляции для всех основных геоструктурных элементов первого порядка, подразделенных на более дробные элементы. В конкретные задачи этих схем входило отображение трех групп показателей: структурно-вещественных характеристик формаций; их соотношений с сопряженными геологическими образованиями; особенностей пространственного и временного распространения в геоструктурных, а также в отвечающих им палеотектонических подразделениях.

Легенды карт. Основой легенд каждой из карт территории России послужили некоторые общие принципы, дополненные применительно к специфике каждой из них. Легенды составлены по возможности однотипно, хотя и с некоторыми различиями.

Все легенды включают ряд сходных блоков: литолого-стратиграфические типы формаций; границы площадей распространения; характеристики формаций; структурно-тектонические элементы; полезные ископаемые, связанные с данной группой формаций; литолого-минерогенические колонки. В соответствии с легендами на каждой из карт приведены унифицированные «характеристики» формаций и литолого-минерогенические колонки.

Карты сопровождают комплекты взаимоувязанных информационно-аналитических материалов, включающих реестры формаций (с наборами их важнейших показателей) и схемы межрегиональной корреляции. В текстовой части проанализированы особенности состава и строения, а также обстановки и условия их формирования – фациальные, палеогеографические, палеогеодинамические. Описание формаций иллюстрируют профили и схемы. Созданы базы данных месторождений полезных ископаемых, связанных с каждым типом формаций. Для разных групп полезных ископаемых уточнен характер их связей с контролирующими их формациями, факторы их локализации и прогнозно-поисковые критерии. Построены макеты карт перспективной оценки России.



РИФОВЫЕ ФОРМАЦИИ



2

2.1. КАРТА РИФОВЫХ ФОРМАЦИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

2.1.1. Терминология и классификация рифовых формаций

Вопросы терминологии и классификации рифовых формаций подробно рассмотрены ранее [Рифогенные ... , 1990]. Определение и типизация рифовых формаций, принятые в данной работе, базируются на представлениях Н. С. Шатского [1965] и Н. П. Хераскова [1952] о геологических формациях как об устойчивых парагенезисах пород.

Понятие «рифовые формации» используется в качестве обобщающего для всех типов осадочных формаций, содержащих в своем составе значительные количества ископаемых органогенных построек (ОП). ОП определяют вещественно-структурную характеристику и разнообразие формаций, зависящих от типов, размеров, количества, пространственного размещения на площади и в разрезах и в конечном счете от генезиса органогенных построек, которые отличаются по своим свойствам и происхождению от всех других типов осадочных образований. Это пространственно обособленные карбонатные изначально твердые геологические тела, которые создавались извествьывделяющими, преимущественно колониальными организмами, захороненными на месте обитания в прижизненном положении. Скелетные элементы животных и растительных организмов, а также продукты их жизнедеятельности образовывали на дне водоемов прикрепленные, устойчивые каркасные структуры, возвышавшиеся над синхронными рыхлыми отложениями, которые могли противостоять волновым воздействиям. В зависимости от обстановок седиментации возникали различные по размеру и форме биостромы, биогермы (а также их производные) и рифы.

В составе рифовых формаций слоистые отложения, вмещающие органогенные постройки, представлены карбонатными, терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенно-вулканогенными породами в зависимости от принадлежности формаций к осадочным бассейнам, находящимися в различных геодинамических обстановках. Исходя из сказанного, принято следующее определение рифовых формаций: *рифовые формации – это устойчиво повторяющиеся во времени и пространстве парагенетические ассоциации ископаемых органогенных построек с разнообразными по составу вмещающими породами: карбонатными, терригенными, вулканогенными.*

При классификации рифовых формаций учитываются следующие признаки: *тип органогенных построек* – обязательный элемент формаций; *состав парагенетически связанных слоистых вмещающих отложений* – члены формаций переменного состава; *способ размещения органогенных построек на площади и в разрезе* – структура формаций.

Органогенные постройки, определяющие свойства и признаки рифовых формаций, существенно различаются по литолого-морфологическим и структурно-текстурным признакам, способу осаждения карбонатного материала и механизмам образования первично-жесткого органогенного каркаса. Они формируются различными биоценоотическими сообществами – принципиально различными экосистемами, которые возникли одновременно и, начиная с фанерозоя, существуют параллельно до сих пор. Объединяющим признаком этих построек является присутствие органогенного каркаса, образованного в процессе жизнедеятельности колониальных биоценоотических сообществ, захороненных на месте их обитания. Кроме скелетных элементов, в составе органогенных построек существенную часть составляют продукты прижизненного их разрушения, органогенно-обломочные и биохомогенные известняки. Размеры органогенных построек от долей до сотен метров и более. Среди них выделяются калиптры, биостромы, биогермы (и их производные) и рифы [Геологическая ... , 1982]. Ниже приведены определения типов органогенных построек, принятые в настоящей работе.

Калиптры – самые мелкие органогенные постройки размером от нескольких до первых десятков сантиметров. Форма тел – желвакообразная, округлая, куполовидная. Слагаются каркасными организмами, преимущественно известковыми водорослями. Развиваются калиптры в мелководных условиях, на участках с интенсивным приносом терригенного материала, препятствующего формированию более крупных построек. Поверхность калиптр обычно ямчато-бугристая, отражающая процесс нарастания каркасных организмов в условиях заиливания.

Калиптровые массивы – пространственно обособленные карбонатные тела, образованные тесно упакованными, налегающими друг на друга калиптрами с песчаным и глинистым материалом в промежутках между ними. Форма калиптровых массивов неправильно линзовидная с контактами клиновидного замещения синхронными вмещающими породами. Мощность калиптровых массивов практически равна мощности одно-возрастных вмещающих отложений и составляет десятки и первые сотни метров, протяженность сотни метров.

Биостромы – пластообразные массивные, часто с биоморфной слоистостью, органогенные постройки, образованные каркасными организмами, захороненными в положении роста. Прижизненная форма – подводная заросль, почти не выделяющаяся над прилегающими синхронными осадками. Мощность биостромов (сантиметры, первые метры) равна мощности одновозрастных отложений. Протяженность может составлять несколько километров.

Биостромные массивы – карбонатные тела, образованные совокупностью последовательно и непрерывно чередующихся в разрезе биостромов. В период роста биостромные массивы, как и отдельные биостромы, представляли собой подводные заросли, слабо возвышавшиеся над дном водоема. Мощность массивов равна мощности синхронных отложений, а их протяженность достигает сотен метров, иногда километров. Форма геологических тел может быть субизометричной, соответствующей понятию «массив», либо значительно чаще пластообразной, больше отвечающей понятию «биостромная толща». Характерна субгоризонтальная биоморфная слоистость, образованная поверхностями нарастания каркасообразующих колониальных организмов.

Биогермы – сравнительно небольшие (0,5–10 до 20 м) массивные органогенные постройки, возвышающиеся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава. Мощность биогермов превышает мощность одновозрастных осадков. В составе биогермов преобладают остатки каркасных организмов с подчиненной примесью илито-детритового материала. Контакты с вмещающими отложениями резкие – типа прилегания и облекания.

Ископаемая форма – массив, выпуклая линза, прижизненная – подводный холм, развивающийся ниже уровня волнового воздействия. Биогермы чаще всего представляют собой изолированные тела либо образуют протяженные цепочки и скопления на площади. Они входят в состав биогермных и рифовых массивов.

Биогермный пласт – сочетание биогермов. Слагается часто расположенными на площади изолированными биогермами, приуроченными к одному стратиграфическому уровню, биогермы могут соприкасаться друг с другом или размещаться на некотором расстоянии (0,5–3 м) и разделяться слоистыми породами. Мощность биогермных пластов – метры, протяженность до многих километров.

Биоритмит – толща, образованная многократным чередованием в разрезе биостромных или биогермных пластов с вмещающими слоистыми отложениями. Соотношения объемов органогенных пластов с породами иного состава близки между собой. Мощность биоритмитов может достигать сотен метров. Их формирование связано с периодически повторяющимися колебаниями уровня моря или пульсационными движениями дна бассейна. Термин малоупотребляемый.

Биогермный массив – сложное, пространственно обособленное массивное карбонатное тело, образованное тесно расположенными, нарастающими друг над другом биогермами. Ископаемая форма – выпуклый массив, прижизненная – подводный холм, незначительно возвышающийся над синхронными отложениями. Мощность биогермных массивов десятки – первые сотни метров.

Рифы – наиболее крупные и длительно существующие сложно дифференцированные органогенные постройки размером от сотен метров до десятков километров в поперечнике, мощностью от первых до многих сотен метров. Иногда их высота превышает 1000 м. Они выступают над морским дном, превосходя толщину одновозрастных зарифовых и особенно предрифовых отложений.

При картировании ископаемых рифовых массивов обычно используются модели строения современных рифов, которые впервые наиболее полно изучены Ч. Дарвином в 1842 г. Среди океанических рифов он выделил береговые, барьерные и атоллы, а также установил сопряженность роста рифов вверх с опусканием фундамента. Береговые, барьерные рифы и атоллы пространственно расположены и приурочены к различным тектоно-геоморфологическим структурам внутри океанических бассейнов.

Рифы береговые (окаймляющие) расположены у берега материков или островов, прирастая к продолжению пологих материковых склонов. От суши они отделены мелководным, нешироким (десятки метров до первых километров) вдольбереговым каналом с песчаным дном и пятнистыми зарослями кораллов. Размеры и строение рифов зависят от крутизны подводных склонов. При пологих склонах ширина рифов до 200 м и более, при более крутых – 50–100 м; протяженность может составлять десятки

километров. Рифы часто рассечены проходами, расположенными против береговых русел, по которым сносится терригенная взвесь, препятствующая росту рифостроителей.

Рифы барьерные – риф или система рифов, окружающих океанические острова, протянувшиеся на сотни километров и более вдоль края материка (пассивная окраина континентов). От суши они отделены лагуной или мелководным шельфом, ширина которых от 1–2 км у островных рифов до 100 км и более у рифов, окружающих материка. Мористый склон круто обрывается к океаническим впадинам с глубинами более 200 м. Рифы шириной до нескольких километров обычно расчленены глубокими проходами, соединяющими лагуну с открытым морем. Для рифов характерны крутой предрифовой склон со структурами желобов и каналов системы батресс и обломочными шлейфами; выровненное плато с водорослевым волноприбойным краем, внутририфовыми желобами, низкими островами и отмелями; зарифовый пологий склон. Типичный пример современных барьерных рифов – Большой Барьерный риф Австралии, ископаемых – герцинские рифы Урала.

Атоллы океанические – органогенные рифы, широко распространенные в океанах, где приурочены к изолированным поднятиям в основном вулканического происхождения. Они имеют кольцевую форму, окружающую внутририфовую лагуну. Размер атоллов от 1 до 130 км. В их лагунах накапливаются известковые илы, песчаники, формируются внутрिलाгунные рифы. По внешнему краю лагуны располагаются цепочки низменных островов, сложенных штормовыми наносами рифовых обломков. В сторону моря от них находится рифовое плато с волнорезным гребнем, образующее рифовое кольцо (рим), окруженное внешним склоном, спускающимся в океанические глубины. Рифовое кольцо шириной до 250–500 м пересекается промоинами и каналами, обеспечивающими связь лагуны с океаническими водами. Атоллы представляют собой зрелую стадию последовательного развития во времени береговых рифов в барьерные и атоллы за счет постоянного погружения фундамента.

Большую группу среди современных рифов составляют *внутренние рифы*: лагунные, шельфовые или платформенные относительно небольших размеров (до 200 м) органогенные постройки, развивающиеся в лагунах за барьерными рифами и внутри атоллов в условиях небольших глубин и низкой энергии волн. Они достигают уреза воды или находятся ниже, отвечая понятию «биогерм». Внутренние рифы имеют относительно простое строение. В их составе преобладают каркасные структуры. Кораллы, образующие эти рифы, отличаются от кораллов внешнего склона и обычно представлены тонковетвистыми формами. Для внутренних рифов характерно морфологическое разнообразие. В обширных лагунах за барьерными рифами преобладают т. н. платформенные рифы округлой формы диаметром 1–2 км с уплощенной вершиной, а также более мелкие (до 100 м) патч-риффы. В атолловых лагунах обычны конусовидные (пинакли), башенковые рифы и холмы. Рифы располагаются изолированно или группируются в гряды, отражающие морфоструктуры рельефа морского дна, к которым они приурочены: отмели, эрозионные останцы, подводные валы.

Рифовая система – протяженная линейно вытянутая полоса, состоящая из тесно сближенных гряд отдельных рифов либо протяженных гряд, образующих береговые, барьерные рифы и атоллы, приуроченные к гео-

морфологическим уступам на границе мелководно-отмельных и глубоководных участков бассейна.

Ископаемый риф — крупное, сложнопостроенное, пространственно обособленное карбонатное геологическое тело, состоящее из полифациального комплекса закономерно сочетающихся в пространстве массивных каркасных и генетически связанных с ними органогенно-обломочных и хемогенных известняков, количество которых может значительно преобладать над каркасными известняками. В строении рифовых массивов различаются крупные фациальные зоны: рифового ядра — обязательная, каркасная часть рифа; рифового плато — детритовые, иловые, субкаркасные известняки; внешнего рифового склона — каркасные и грубообломочные известняки; в составе отложений внутририфовой лагуны — слоистые известняки с мелкими биогермами. Характерны шлейфы околорифовых брекчий. Возраст рифов может соответствовать ярусу и более, размеры — километры протяженностью и сотни метров мощностью, которая значительно превосходит толщину одновозрастных вмещающих отложений. Ископаемые рифы образуют изолированные тела или группируются в протяженные гряды — рифовые системы.

Классификация рифовых формаций, предложенная в 1990 г. [Рифогенные ... , 1990], осуществляется путем комбинации основных формационных признаков, таких как тип органогенных построек, характер их размещения в пространстве, состав парагенетических ассоциаций вмещающих пород.

По обязательному элементу рифовых формаций — типу органогенных построек — обособляются следующие формации: рифовые, биогермных массивов, биогермные и биостромные.

Для перечисленных формаций характерно последовательное усложнение типов органогенных построек и их сочетаний: от более мелких и простых в составе биостромных и биогермных формаций, к сложным — в формациях рифовых и биогермных массивов. Необходимо отметить, что в формациях, содержащих сложные постройки, могут присутствовать любые типы более простых построек, но принадлежность к определенной формации будет определяться присутствием более сложных из них.

Предрифовые отложения представлены грубообломочными брекчиями и детритовыми известняками, переходящими в бассейновые отложения, тыльнорифовые — разнообразными карбонатными породами с разрозненными биогермами и патч-рифами, а также отложениями внутририфовых лагун, межрифовых проливов и др. Вмещающие отложения, парагенетически связанные с рифовыми массивами, могут быть карбонатными, терригенными, вулканогенными в зависимости от обстановок рифообразования. Наиболее широко распространены рифовые формации с карбонатными парагенезисами. Они приурочены к пассивным окраинам континентов (барьерные рифовые системы), бортам внутрикратонных рифтогенных впадин и краевых прогибов, к внутриокеаническим поднятиям и микроконтинентам. Карбонатно-терригенные ассоциации характерны для формаций, содержащих береговые и окаймляющие рифовые системы, карбонатно-терригенно-вулканогенные — для формаций вулканических поднятий и островных дуг. Мощность рифовых формаций может составлять сотни метров, протяженность — сотни, первые тысячи километров. Примером типовой рифовой формации являются

т. н. герцинские известняки Урала (силур – средний девон), образующие протяженные (около 2000 км) цепочки рифовых массивов и гряд общей мощностью до 1800–2000 м, представлявшие собой барьерную рифовую систему пассивной окраины.

Формации биогермных массивов – парагенетические ассоциации биогермных массивов (биогермов, биостромов) с вмещающими отложениями различного состава: карбонатными, терригенными, вулканогенными. Вмещающие породы могут значительно превышать по объему биогермные образования.

Формации биогермных массивов развиты в регионах с различным тектоническим строением и в зависимости от этого имеют различный состав. Для платформенных областей характерны карбонатные парагенезисы. Формации приурочены здесь к бортам внутрикратонных и рифтогенных впадин, континентальных окраин и краевых прогибов. Они полосовидной формы, тянутся на сотни километров при ширине в десятки километров и мощности в сотни метров. Биогермные массивы размещаются в составе формаций в виде гряд и цепочек, приуроченных к одному или нескольким стратиграфическим уровням. В складчатых областях формации биогермных массивов могут присутствовать в комплексах отложений островных и островодужных поднятий, а также характерны для чехлов микроконтинентов, где они имеют в плане изометрично-плащеобразную форму при мощности в сотни метров. По масштабу биогермообразования формации биогермных массивов сходны с рифовыми, но отличаются от них отсутствием массового развития органогенно-обломочных шлейфов, характерных для рифов. Формация биогермных массивов верхнего девона известна в Предуральском краевом прогибе и на восточной окраине Восточно-Европейской платформы в Камско-Кинельской системе прогибов.

Биогермные формации – устойчиво повторяющиеся парагенетические ассоциации карбонатных, терригенных и вулканогенных пород с массивными скоплениями биогермов и с возможным присутствием отдельных биогермных массивов, банок, биостромов, составляющих 10–30% объема формаций. Биогермы размещаются в виде изолированных или рассеянных тел либо концентрируются в биогермные пласты, приуроченные к одному или нескольким стратиграфическим уровням. Формационные тела имеют пластообразную форму и выдержанную мощность, на изменение которой не влияют мелкие размеры органогенных построек. В платформенных областях биогермные формации фиксируют бортовые уступы внутрикратонных впадин, отмельные барьеры, окраины континентов. Протяженность формационных тел здесь сотни и первые тысячи километров при ширине в первые десятки километров. В складчатых областях биогермные формации приурочены к микроконтинентам, внутриокеаническим поднятиям и островным дугам. Биогермные формации характерны для отмельных барьеров краевых частей платформенных бассейнов. Примером могут служить седиментационные барьеры силура на западе Восточно-Европейской платформы с полосами биогермов протяженностью 1500 км при ширине не более 10 км. Изолированные биогермы и биостромы располагаются на разных стратиграфических уровнях, перемежаясь с детритовыми известняками.

Биостромные формации – парагенетические ассоциации карбонатных, в меньшей степени терригенно-карбонатных пород с линзовидными пла-

стами и пачками биостромов. Характерно присутствие мелких биогермов. При многократном ритмичном чередовании пачек биостромов в разрезах возникают биоритмиты. Биостромные формации имеют пластообразную форму, выдержаны по мощности, достигающей сотен метров. Они характерны для платформенных областей, где могут занимать площади в десятки и сотни километров в пределах внутрикратонных синеклиз. В складчатых областях биостромные формации распространены незначительно и ограничены пределами стабильных микроконтинентов.

Дальнейшая классификация осуществляется по структурным признакам, отражающим способы размещения органогенных построек. Эмпирически установлен достаточно ограниченный набор основных сочетаний пространственного расположения органогенных построек среди парагенетически связанных с ними вмещающих пород. Для протяженных скоплений построек характерно полосовидное и цепочечное размещение. Изолированные органогенные массивы могут размещаться беспорядочно или образовывать линейные, кольцевые, площадные скопления. Возможны также различные комбинации этих способов распределения построек. Еще одним базовым признаком при классификации является состав вмещающих пород (матрикс формации). При значительном внешнем сходстве разновозрастных органогенных массивов из различных регионов специфика литологического состава парагенезисов вмещающих пород (карбонатных, терригенных, вулканогенных) в значительной мере способствует реконструкции тектоно-седиментационных обстановок образования формаций. Эти характеристики также включаются в название формаций. Например, формация карбонатно-рифовая, полосовидная; формация биогермных массивов, терригенно-вулканогенная с изолированными массивами и т. п.

В классификацию включены также банковые формации, для которых обязательным элементом являются карбонатные банки. В ископаемом состоянии они могут иметь внешнее сходство с органогенными постройками, но отличаются от них отсутствием органогенного каркаса. В зависимости от типа организмов и количественного соотношения их с карбонатным матриксом выделяются раковинные и иловые банки или т. н. иловые холмы.

2.1.2. Легенда к Карте рифовых формаций

Легенда рифовых формаций построена с учетом особенностей их строения и включает 9 блоков (I–IX) (прил. 2.1).

I. Возраст рифовых формаций обозначается цветом, соответствующим стандартной цветовой гамме, принятой для общей стратиграфической шкалы. Буквенные обозначения возраста входят в индекс формации.

II. Литологические типы формаций. Отвечают парагенезисам рифовых формаций – ассоциации органогенных построек с вмещающими породами и определяются условиями образования формаций. В зависимости от этого выделяются следующие литологические типы: карбонатный (к), терригенно-карбонатный (т-к), карбонатно-терригенный (к-т), вулканогенно-карбонатный (в-к), терригенно-вулканогенно-карбонатный (т-в-к), вулканогенный (в) терригенно-вулканогенный (т-в) и вулканогенно-тер-

ригенный (в-т). Литологическое изображение этих типов парагенезисов используется для площадей рифовых формаций, показанных в масштабе карты. Буквенные индексы, обозначающие состав парагенезиса, включаются в индекс формаций.

III. Границы формаций. Границы рифовых формаций обозначаются цветом, принятым для данной формации, но более темного тона. Выделяется несколько типов границ, отражающих пространственное распространение формаций на карте и степень их изученности: области распространения, установленные по геологическим или геофизическим данным, отображаются сплошной линией; области предполагаемого развития формаций – пунктирной; области развития погребенных формаций – тонкой сплошной линией; области разрозненных выходов органогенных построек, принадлежащих к одной формации в областях со сложным блоково-надвиговым строением – жирной сплошной линией.

IV. Типы органогенных построек. Отдельными знаками на карте показаны различные виды органогенных построек, установленные в пределах областей развития рифовых формаций, или рифовые формации, не выраженные в масштабе карты. Выделяются рифы, биогермные массивы, биогермы, биостромы, иловые холмы и органогенные банки. Цветом отображается возраст построек. Погребенные постройки, установленные бурением или по геофизическим данным, отображаются знаком соответствующей постройки с точкой по центру.

V. Индекс формации, представленный на карте условными значками: номер на карте, вид органогенных построек (Р, БМ, Б, Бн, ИХ, Бс); состав вмещающих, парагенетически связанных с ними пород (к, к-т, к-в и т. п.); характер размещения органогенных построек в составе формации (п, ц, и, кл); возраст формации и мощность в метрах.

VI. Стратиграфическая колонка – схематическое графическое изображение литолого-стратиграфического разреза на карте, включающее в обобщенной форме вид рифовой формации, ее номер на карте, состав фациально-смежных формаций, состав и возраст подстилающих и перекрывающих отложений. Приводится расшифровка литологического состава обозначений пород, используемых в колонке.

VII. Депрессионные бассейны, сопряженные с рифовыми формациями. На карте отражены площади развития глубоководных депрессионных бассейнов, граничащих с областями развития рифовых формаций. Эти области показаны крапом, цвет которого соответствует возрасту бассейна. Границы депрессионных бассейнов с бортовыми уступами рифовых формаций показаны линиями с бергштрихами.

VIII. Структурно-тектонические элементы. Показаны границы платформ и складчатых поясов, складчатых областей и щитов, складчатых систем, региональных тектонических структур более мелкого порядка, крупных надвиговых зон. Отдельным знаком указаны области распространения вулканических поясов и их контуры.

IX. Полезные ископаемые, связанные с рифовыми формациями, включают значковые обозначения трёх групп полезных ископаемых: горючие, металлические, неметаллические. Используются условные обозначения, принятые в [Инструкция ... , 1995]. Номер, расположенный справа от значка, соответствует номеру месторождения в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Список месторождений полезных ископаемых, связанных с рифовыми формациями

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая форма-ция	Ранг
<i>Месторождения углеводородов</i>				
1	Русский Хутор Северный, уч. Правдинский	Нефть, газ	144	Малое
2	Зимне-Ставкинско-Правобережное, уч. Зимняя Ставка	Нефть, газ	144	Малое
3	Зимне-Ставкинско-Правобережное, уч. Правобережный	Нефть	144	Малое
4	Байджановское	Нефть	144	Малое
5	Астраханское	Газ, конденсат, сера	27	Уникальное
6	Южно-Плодовитенское	Нефть	29	Малое
7	Лободинское	Газ	26	Среднее
8	Южно-Кисловское	Газ	29	Малое
9	Солдатско-Степновское	Газ	29	Малое
10	Кудиновское	Нефть, газ, конденсат	19	Среднее
11	Куркинское	Нефть	22	Малое
12	Антоновское	Нефть	21, 23	Малое
13	Ключевское	Нефть, газ, конденсат	21, 23	Малое
14	Фроловское	Нефть, газ	21	Малое
15	Дудачинское	Нефть, газ	21	Малое
16	Березовское	Нефть	23	Малое
17	Ново-Коробковское	Нефть	23	Малое
18	Нижне-Коробковское	Нефть, газ	23	Малое
19	Ломовское	Нефть, газ	23	Малое
20	Котовское	Нефть, газ	23	Малое
21	Голубковское	Нефть, газ	23	Малое
22	Мирошниковское	Нефть, газ	23	Малое
23	Бурлукское	Нефть, газ	23	Малое
24	Тарасовское	Нефть	23	Малое
25	Дорошевское	Нефть	23	Малое
26	Терсинское	Нефть, газ	19	Малое
27	Левчуновское	Нефть	27	Среднее
28	Овражное	Нефть, газ	23, 25	Малое
29	Петровское	Нефть, газ	23	Малое
30	Демьяновское	Нефть, газ	23	Малое
31	Памятно-Сасовское	Нефть, газ	23	Крупное
32	Нижне-Добринское	Нефть	23	Малое
33	Жирновское	Нефть, газ, конденсат	21, 23	Крупное
34	Западно-Линевское	Газ	23	Малое
35	Добринское	Газ, конденсат	23	Малое
36	Пограничное	Нефть, газ, конденсат	23	Малое
37	Белокаменное	Нефть, газ, конденсат	23	Среднее
38	Соколовогорское	Нефть, газ	19	Среднее
39	Тепловское	Нефть, газ, конденсат	21	Малое
40	Краснокутское	Газ	29	Малое
41	Ждановское	Газ	29	Малое
42	Карпенское	Нефть, газ	29	Среднее
43	Мокроусовское	Газ	29	Малое
44	Коптевское	Газ, конденсат	20	Малое
45	Павловское	Газ	29	Малое

Продолжение табл. 2.1

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая формация	Ранг
46	Тепловское	Газ	29	Малое
47	Уральское	Газ	29	Малое
48	Бородинское	Газ	29	Среднее
49	Карачаганакское	Нефть, газ	24, 26, 29	Уникальное
50	Восточное	Нефть	17	Малое
51	Черноозерское	Нефть	16	Малое
52	Булатовское	Нефть	16	Среднее
53	Сморозинское	Нефть	16	Малое
54	Юганское	Нефть	16	Малое
55	Еркульское	Нефть	16	Малое
56	Моисеевское	Нефть	16	Малое
57	Сборновское	Нефть, газ	15	Малое
58	Рахмановское	Нефть	17	Малое
59	Аксеновское	Нефть	17	Среднее
60	Шумолгинское	Нефть	17	Среднее
61	Воздвиженское	Нефть	17	Среднее
62	Раковское	Нефть	15	Малое
63	Селитьбенское	Нефть	16	Среднее
64	Радаевское, уч. Малиновский	Нефть	15	Среднее
65	Радаевское, уч. Радаевский	Нефть	15	Крупное
66	Емельяновское	Нефть	15	Среднее
67	Радаевское, уч. Успенский	Нефть	15	
68	Обошинское	Нефть	15	Среднее
69	Сидоровское	Нефть	15	Среднее
70	Дерюжевское	Нефть, газ, сера	17	Среднее
71	Сосновское	Нефть, газ	17	Крупное
72	Крюковское	Нефть	17	Малое
73	Верхне-Гайское	Нефть, газ	17	Среднее
74	Южно-Жильцовское	Нефть	17	Малое
75	Маланинское + Анютинское	Нефть	16	Малое
76	Карасевское	Нефть	17	Малое
77	Карагайское	Нефть, газ	17	Среднее
78	Рассветское	Нефть, газ	17	Среднее
79	Ясенево-Гараевское	Нефть, газ, сера	17	Среднее
80	Казачье	Нефть	17	Малое
81	Гайдаровское	Нефть	17	Малое
82	Горбатовское, уч. Шолоховский	Нефть	17	Среднее
83	Горбатовское, уч. Горбатовский	Нефть	17	Среднее
84	Аглосское	Нефть	17	Малое
85	Кудиновское, уч. Кудиновский	Нефть	17	Среднее
86	Байкальское	Нефть	17	Малое
87	Никольско-Спиридоновское, уч. Никольский	Нефть	17	Малое
88	Никольско-Спиридоновское, уч. Восточно-Никольский	Нефть	17	Среднее
89	Ново-Петропавловское	Нефть	17	Малое
90	Никольско-Спиридоновское, уч. Суравинское	Нефть	17	Малое
91	Никольско-Спиридоновское, уч. Западно-Спиридоновский	Нефть	17	Малое
92	Никольско-Спиридоновское, уч. Спиридоновский	Нефть	17	Малое

Продолжение табл. 2.1

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая формация	Ранг
93	Евгеньевское	Нефть	17	Среднее
94	Мальшевское	Нефть	16	Среднее
95	Хилковское	Нефть	14	Среднее
96	Бариновско-Лебяжинское	Нефть, газ	14	Крупное
97	Ветлянское, Ветлянский купол	Нефть, газ	14	Среднее
98	Верхне-Ветлянское	Нефть, газ, сера	14	Среднее
99	Подъем-Михайловское, уч. Холмовой	Нефть, газ, сера	17	Среднее
100	Восточно-Фурмановское	Нефть	17	Малое
101	Солоцкое, уч. Горелкинский	Нефть	17	Малое
102	Солоцкое, уч. Кутурушский	Нефть	17	Малое
103	Ветлянское, Зуевский купол	Нефть	14	Среднее
104	Солоцкое	Нефть	17	Среднее
105	Беловское	Нефть	16	Малое
106	Лещевское, уч. Андреевский	Нефть	17	Малое
107	Яблоневское	Газ, нефть		Крупное
108	Богатыревское	Нефть	14	Среднее
109	Герасимовское	Нефть	14, 15	Среднее
110	Бобровское	Нефть	14, 15	Крупное
111	Покровское	Нефть, газ	15	Крупное
112	Зайкинское	Нефть, газ	19	Крупное
113	Лобановское	Нефть	19	Малое
114	Конновское	Нефть	19	Среднее
115	Росташинское	Нефть	19	Крупное
116	Пашкинское	Нефть	17	Среднее
117	Исайкинское	Нефть	17	Среднее
118	Шалтинское	Нефть	17	Малое
119	Ново-Федоровское	Нефть	17	Среднее
120	Школьное	Нефть, газ	17	Среднее
121	Спасское	Нефть	17	Среднее
122	Ефремо-Зыковское	Нефть, газ	17	Среднее
123	Самодуровское	Нефть, газ	17	Среднее
124	Врезовское	Нефть	17	Среднее
125	Богдановское	Нефть	17	Среднее
126	Ольховское, уч. Ольховский	Нефть	20	Малое
127	Восточно-Малаховское	Нефть	17	Среднее
128	Кодяковское	Нефть	17, 19	Среднее
129	Смоляное	Нефть	17, 19	Среднее
130	Красное	Нефть	20	Малое
131	Загорское	Нефть	19	Среднее
132	Лебяжинское	Нефть	17, 19	Среднее
133	Лапасское	Нефть	17, 19	Малое
134	Рыбкинское	Нефть	17	Малое
135	Донецко-Сыртовское	Нефть, газ	19	Среднее
136	Благодаровское	Нефть	17	Малое
137	Колганское	Нефть	17, 19	Среднее
138	Дачно-Репинское	Нефть	17, 19	Среднее
139	Ольшанское	Нефть	17, 19	Среднее
140	Золотовское	Нефть	17	Малое
141	Соболевское	Нефть	17	
142	Копанское	Нефть, газ, конденсат	75	Среднее
143	Совхозное	Газ	75	Малое
144	Прокопьевское	Газ	75	Малое

Продолжение табл. 2.1

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая формация	Ранг
145	Мурапталовское	Нефть, газ	75	Малое
146	Казлаировское	Газ, нефть	75	Малое
147	Кунакбаевское	Газ	75	Малое
148	Северо-Маячное	Газ	75	
149	Ермолаевское	Газ	75	Малое
150	Маячное	Нефть, газ	75	Малое
151	Кумертауское	Газ, нефть	75	Среднее
152	Озеркинское	Нефть, газ	75	Малое
153	Старо-Казанковское	Нефть, газ	75	Среднее
154	Шамовское	Нефть, газ	75	
155	Грачевское	Нефть, газ	75	Среднее
156	Тереклинское	Нефть, газ	75	Малое
157	Южно-Введенское	Нефть, газ	75	Малое
158	Введенское	Нефть, газ	75	Среднее
159	Столяровское	Нефть, газ	75	Малое
160	Северо-Зирганское	Нефть, газ	75	Малое
161	Салаватское	Нефть, газ	75	Малое
162	Аллакаевское	Нефть, газ	75	Малое
163	Ишимбайское	Нефть, газ	75	Крупное
164	Кусяпкуловское	Нефть, газ	75	Малое
165	Карташевское	Нефть, газ	75	Малое
166	Ирныкшинское	Нефть	75	
167	Гремячинское	Нефть, газ	16	Малое
168	Лемезинское	Нефть, газ	75	Малое
169	Шакшинское	Нефть, газ	16	Среднее
170	Волковское	Нефть, газ	16	Среднее
171	Мельниковское	Нефть, газ	16	Малое
172	Чермасанское	Нефть, газ	16	Среднее
173	Шелкановское	Нефть, газ	16	Среднее
174	Карача-Елгинское	Нефть, газ	16	Среднее
175	Манчаровское	Нефть, газ, сера	15	Крупное
176	Менеузовское	Нефть, газ, сера	15	Среднее
177	Андреевское	Нефть, газ, сера	15	Среднее
178	Арланское	Нефть, газ, сера	14	Уникальное
179	Надеждинское	Нефть, газ, сера	17	Среднее
180	Орьбашское	Нефть, газ	17	Крупное
181	Игровское	Нефть, газ, сера	17	Крупное
182	Саузбашевское	Нефть, газ, сера	15	Крупное
183	Арланское, Галановская пл. (бывшее Вятское)	Нефть	14	Среднее
184	Мазунинское	Нефть	14	Малое
185	Мишкинское	Нефть	14	Крупное
186	Чутырско-Киенгопское, Киенгопское поднятие	Нефть, газ	14	Крупное
187	Чутырско-Киенгопское, Чутырское поднятие	Нефть, газ	14	Крупное
188	Аканское	Нефть	16	Крупное
189	Ульяновское	Нефть	17	Среднее
190	Сиреневское	Нефть	17	Среднее
191	Шегурчинское	Нефть	17	Крупное
192	Ямашинское	Нефть	17	Крупное
193	Ромашкинское, уч. девонских отложений	Нефть	17	Уникальное

Продолжение табл. 2.1

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая формация	Ранг
194	Уральминское	Нефть, газ	16	Среднее
195	Макаровское	Нефть	16	Крупное
196	Бастрыкское	Нефть	16	Среднее
197	Озерное	Нефть	16	Среднее
198	Контузлинское	Нефть	16	Среднее
199	Шагиртско-Гожанское	Нефть, газ	17	Крупное
200	Красноярско-Куединское	Нефть, газ	17	Крупное
201	Осинское	Нефть	14	Крупное
202	Козубаевское	Нефть	14	Среднее
203	Полазненское	Нефть	14	Среднее
204	Зоринское	Нефть	14	Малое
205	Ярино-Каменноложское	Нефть, газ	16	Крупное
206	Троельжанское	Нефть, газ	15	Среднее
207	Батырбайское, поднятие Асюльское	Нефть, газ, сера	16	Крупное
208	Батырбайское, поднятие Ашатлинское	Нефть, газ	16	Малое
209	Батырбайское, поднятие Зайцевское	Нефть, газ	16	Малое
210	Батырбайское, поднятие Зязелгинское	Нефть, газ	16	Малое
211	Батырбайское, поднятие Константиновское	Нефть, газ, сера	16	Крупное
212	Батырбайское, поднятие Пальниковское	Нефть, газ, сера	16	Малое
213	Батырбайское, поднятие Южно-Батырбайское	Нефть, газ, сера	16	
214	Казаковское	Нефть	17	Среднее
215	Дороховское, пл. Горновская	Нефть	17	Малое
216	Дороховское, пл. Восточно-Дороховская	Нефть	17	Среднее
217	Дороховское, пл. Дороховская	Нефть	17	Малое
218	Дороховское, пл. Северо-Дороховская	Нефть	17	Среднее
219	Дороховское, пл. Южно-Дороховская, западный купол	Нефть	17	Малое
220	Дороховское, пл. Восточно-Горновская	Нефть	17	
221	Дороховское, пл. Южно-Дороховская, восточный купол	Нефть	17	Среднее
222	Кордонское	Газ	75	Малое
223	Чашкинское	Нефть	16	Среднее
224	Касибское	Нефть	14	Малое
225	Диньельское	Нефть, газ	10	Среднее
226	Юрвож-Большеягское	Газ	11	Среднее
227	Джьерское	Нефть	9	Среднее
228	Западно-Тэбукское	Нефть	8	Крупное
229	Южно-Тэбукское	Нефть, газ	9	Среднее
230	Пашнинское	Нефть, газ, конденсат	9	Крупное
231	Вуктыльское	Нефть, газ, конденсат	12	Крупное
232	Исаковское	Нефть, газ	11	Малое
233	Западно-Нерцовское	Нефть	8	Малое

Продолжение табл. 2.1

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая формация	Ранг
234	Аресское, Нерцовское осложнение	Нефть	8	Среднее
235	Западно-Аресское	Нефть, газ	8	Малое
236	Северо-Аресское	Нефть, газ	8	Малое
237	Туршевское	Нефть	8	Среднее
238	Сотчемьюское	Нефть	8	Среднее
239	Тальйюское	Нефть	9	Среднее
240	Восточно-Сотчемьюское	Нефть	9	Среднее
241	Южно-Терехвейское	Нефть	8	Крупное
242	Южно-Низевое	Нефть	7	Среднее
243	Низевое	Нефть	7	Среднее
244	Макарельское	Нефть	7	Среднее
245	Усинское	Нефть, газ	11, 12	Уникальное
246	Баганское	Нефть, газ	11, 12	Среднее
247	Южно-Баганское	Нефть, газ	11, 12	Среднее
248	Восточно-Баганское	Нефть, газ	12	Малое
249	Пыжьельское	Нефть	12	Крупное
250	Суборское	Нефть	12	Среднее
251	Южно-Сынинское	Нефть, газ	12	Малое
252	Кожимское	Газ	70	Среднее
253	Интинское	Газ	70	Среднее
254	Западно-Сандивейское	Нефть, газ	9, 11	Среднее
255	Сандивейское	Нефть	12	Крупное
256	Салокинское	Нефть, газ	12	Крупное
257	Южно-Юрьяхинское	Нефть	8	Среднее
258	Пашшорское	Нефть	7	Среднее
259	Южно-Шапкинское	Нефть, газ, конденсат	12	Крупное
260	Шапкинское	Газ	12	Среднее
261	Ванейвское	Нефть, газ, конденсат	12	Крупное
262	Василковское	Газ, конденсат	12	Крупное
263	Кумжинское	Газ, конденсат	12	Крупное
264	Коровинское	Газ, конденсат	12	Крупное
265	Северо-Командиршорское	Нефть	8	Среднее
266	Лаявожское	Нефть, газ, конденсат	12	Крупное
267	Лек-Харьягинское	Нефть, газ	12	Среднее
268	Среднехарьягинское	Нефть, газ	8	Среднее
269	Северо-Харьягинское	Нефть, газ	12	Среднее
270	Инзырейское	Нефть, газ	7	Среднее
271	Сарутаюское	Нефть, газ	12	Среднее
272	Мусюршорское	Газ, нефть	11	Среднее
273	Восточно-Колвинское	Нефть, газ	8	Среднее
274	Ошкотынское	Нефть, газ	8	Среднее
275	Дюосуевское	Нефть, газ	8	Среднее
276	Харьягинское	Нефть, газ	8, 12	Крупное
277	Южно-Хыльчюское	Нефть, газ, сера	12	Крупное
278	Хыльчюское	Нефть, газ, конденсат	12	Крупное
279	Табровояхинское	Нефть, газ	8	Среднее
280	Сюрхаратинское	Нефть, газ, сера	11	Среднее
281	Пюсейское	Нефть, газ	11	Среднее
282	Южно-Сюрхаратинское	Нефть, газ, сера	11	Среднее
283	Тэдинское	Нефть, газ, сера	11	Крупное

Продолжение табл. 2.1

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая формация	Ранг
284	Верхнеколвинское	Нефть, газ	11	Среднее
285	Северо-Сихорейское	Нефть, газ	11	Среднее
286	Северо-Ошкотынское	Нефть, газ	11	Среднее
287	Западно-Хоседаюское	Нефть, газ	9	Крупное
288	Северо-Хоседаюское	Нефть, газ	11	Крупное
289	Хосолтинское	Нефть, газ	8	Крупное
290	Сихорейское	Нефть, газ	11	Среднее
291	Восточно-Сихорейское	Нефть, газ	11	Малое
292	Седьягинское	Нефть, газ	11, 12	Крупное
293	Висовое	Нефть, газ	11	Крупное
294	Лабаганское	Нефть, газ	11, 12	Крупное
295	Наульское	Нефть, газ	12	Крупное
296	Пасседское	Нефть, газ	8	Крупное
297	Торавейское	Нефть, газ	12	Крупное
298	Варандейское	Нефть, газ	12	Среднее
299	имени Романа Требса	Нефть, газ	7	Крупное
300	Тобойское	Нефть, газ	11	Крупное
301	Мядсейское	Нефть, газ	11	Крупное
302	Северо-Гуляевское	Нефть, газ, конденсат	12	Крупное
303	Долгинское, уч. Северо-Долгинский, Южно-Долгинский	Нефть	12	Уникальное
304	Поморское	Газ, конденсат	12	Среднее
305	Малоичское	Нефть	96	Малое
306	Арчинское	Нефть	96	Малое
307	Урманское	Нефть	96	Малое
308	Герасимовское	Нефть, газ, конденсат	96	Малое
309	Моктаконское	Нефть, газ	146	Крупное
310	Берямбинское	Газ, конденсат	145	Среднее
311	Марковское	Нефть, газ	145	Среднее
312	Пилюдинское	Нефть	145	Малое
313	Верхнечонское	Нефть, газ, конденсат	145	Малое
314	Талаканское, Центральный блок	Нефть, газ, конденсат	145	Крупное
315	Иктехское	Нефть, газ	145	Среднее
316	Верхневилючанское	Нефть, газ, конденсат	145	Крупное
317	Вилуйско-Джербинское	Газ	145	Среднее
318	Бухаровское	Газ	72	
319	Капитоновское	Нефть	19	Малое
320	Боголюбовское	Нефть	19	Среднее
321	Пойменное	Нефть	19	Малое
322	Новопортовское	Нефть, газ, конденсат	154	Крупное
Месторождения металлических полезных ископаемых				
1	Павловское	Свинец, цинк	39	Крупное
2	Карское	Алюминий	38	Проявление
3	Кургозакское	Алюминий	38	Проявление
4	Тиребейское	Алюминий	38	Проявление
5	Лаборовское	Алюминий	64	Проявление
6	Хохорейское	Алюминий	64	Проявление
7	Малолульинское	Алюминий	64	Проявление
8	Им. XIX партсъезда	Алюминий	64	Малое

Продолжение табл. 2.1

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая формация	Ранг
9	Тошемское	Алюминий	64	Малое
10	Северо-Тошемское	Алюминий	64	Среднее
11	Пешинская Залежь	Алюминий	64	Малое
12	Новая Залежь	Алюминий	64	Малое
13	Талицкое	Алюминий	64	Малое
14	Восточно-Юртищенская площадь	Алюминий	64	Проявление
15	Лаксийское	Алюминий	64	Малое
16	Горностайское	Алюминий	64	Среднее
17	Петровское	Алюминий	64	Малое
18	Горностайское-Краснооктябрьское	Алюминий	64	Малое
19	Тотинское	Алюминий	64	Среднее
20	Ново-Тренькинское	Алюминий	64	Малое
21	Всеволодо-Благодатское	Алюминий	64	Малое
22	Сосьвинское	Алюминий	64	Среднее
23	Черемуховское	Алюминий	64	Среднее
24	Кальинское	Алюминий	64	Крупное
25	Ново-Кальинское	Алюминий	64	Крупное
26	Красная Шапочка	Алюминий	64	Крупное
27	Веселовское	Алюминий	64	Малое
28	Богословское, Ольховский карьер	Алюминий	64	Среднее
29	Лобвинское	Алюминий	64	Проявление
30	Алапаевское	Алюминий	68	Проявление
31	Косиковское	Алюминий	68	Проявление
32	Режевское	Алюминий	68	Проявление
33	Айлинское	Алюминий	55	Среднее
34	Новопристанская группа	Алюминий	55	Крупное
35	Алексеевское	Алюминий	55	Крупное
36	Кургазакское	Алюминий	55	Крупное
37	Кукушкинская группа	Алюминий	55	Среднее
38	Сочтем-Иольское	Свинец, цинк	45	Малое
39	Шантым-Прилуцкое	Свинец, цинк	45	Малое
40	Белоключевское	Свинец, цинк	84	
41	Ново-Урское	Свинец, цинк	84	
42	Самойловское	Свинец, цинк	84	
43	Ускандинское	Свинец, цинк	84	
44	Салаирское	Свинец, цинк	84	
45	Каменушинское	Медь	84	
46	Усинское (Мп)	Марганец	83	Крупное
47	Кызылташское	Железо	90	Среднее
48	Кызыл-Таштыгское	Свинец, цинк	90	Крупное
49	Дальнее	Медь	90	Проявление
50	Озерное	Свинец	97	Крупное
51	Звёздное	Свинец	97	Проявление
52	Назаровское	Цинк	97	Среднее
53	Гурвунур	Железо	97	Малое
54	Солонго	Железо	97	Малое
55	Гундуйское	Железо	97	Проявление
56	Туркульское	Железо	97	Проявление
57	Ир-Нимийское	Марганец	99	Проявление

Окончание табл. 2.1

Номер на карте	Название	Полезные ископаемые	Рифовая формация	Ранг
58	Первое Советское	Свинец, цинк	142	Проявление
59	Партизанское	Свинец, цинк	142	Среднее
60	Чупинское	Алюминий	93	Проявление
61	Зыряновское	Алюминий	93	Проявление
62	Октябрьское	Алюминий	93	Малое
63	Новогоднее	Алюминий	93	Малое
64	Чудиновское	Алюминий	93	Проявление
65	Бердско-Майское	Алюминий	93	Малое
66	Федоров Ключ	Алюминий	93	Проявление
67	Выдрихинское	Алюминий	93	Проявление
68	Гунихинское	Алюминий	93	Проявление
69	Обуховское	Алюминий	93	Малое
70	Бобровское	Алюминий	93	Проявление
71	Жерновское	Алюминий	93	Проявление
72	Урультунское	Свинец, цинк	94	Среднее
<i>Месторождения неметаллических полезных ископаемых</i>				
1	о. Берха	Флюорит	43	Среднее
2	Раковское	Флюорит	39	Среднее
3	Черногубское	Флюорит	39	Проявление
4	Циволькинское	Флюорит	39	Проявление
5	Онзас	Фосфорит	79	Среднее
6	Белка	Фосфорит	79	Среднее
7	Нимийское	Фосфорит	99	Проявление
8	Горелое	Фосфорит	99	Проявление
9	Лагапское	Фосфорит	99	Проявление
10	Джагдинское	Фосфорит	98	Проявление
11	Группа Токинских проявлений	Фосфорит	98	Проявление
12	Урультунское	Флюорит	118	Малое
13	Вознесенское	Фосфорит	103	Уникальное

2.1.3. Распространение рифовых формаций в пределах основных геоструктурных элементов

Рифовые формации известны в пределах всех основных тектонических структур территории России. Они распространены в зонах сочленения платформ и складчатых поясов. Наиболее масштабная рифовая система, существовавшая около 200 млн лет (ордовик – пермь), прослежена вдоль восточного края платформенных структур европейской части России (ВЕП, ТПП, Баренцевской платформы) на расстоянии более 3000 км в зонах их сочленения с Урало-Монгольским складчатым поясом. Менее масштабные рифовые системы характерны для периферийных частей Сибирской и Скифско-Туранской платформ. В пределах складчатых поясов рифовые формации, как правило, образуют дискретные выходы в отдельных тектонических блоках. Они характерны для всех складчатых областей территории России в стратиграфическом интервале от кембрия до кайнозоя (рис. 2.1 и 2.2).

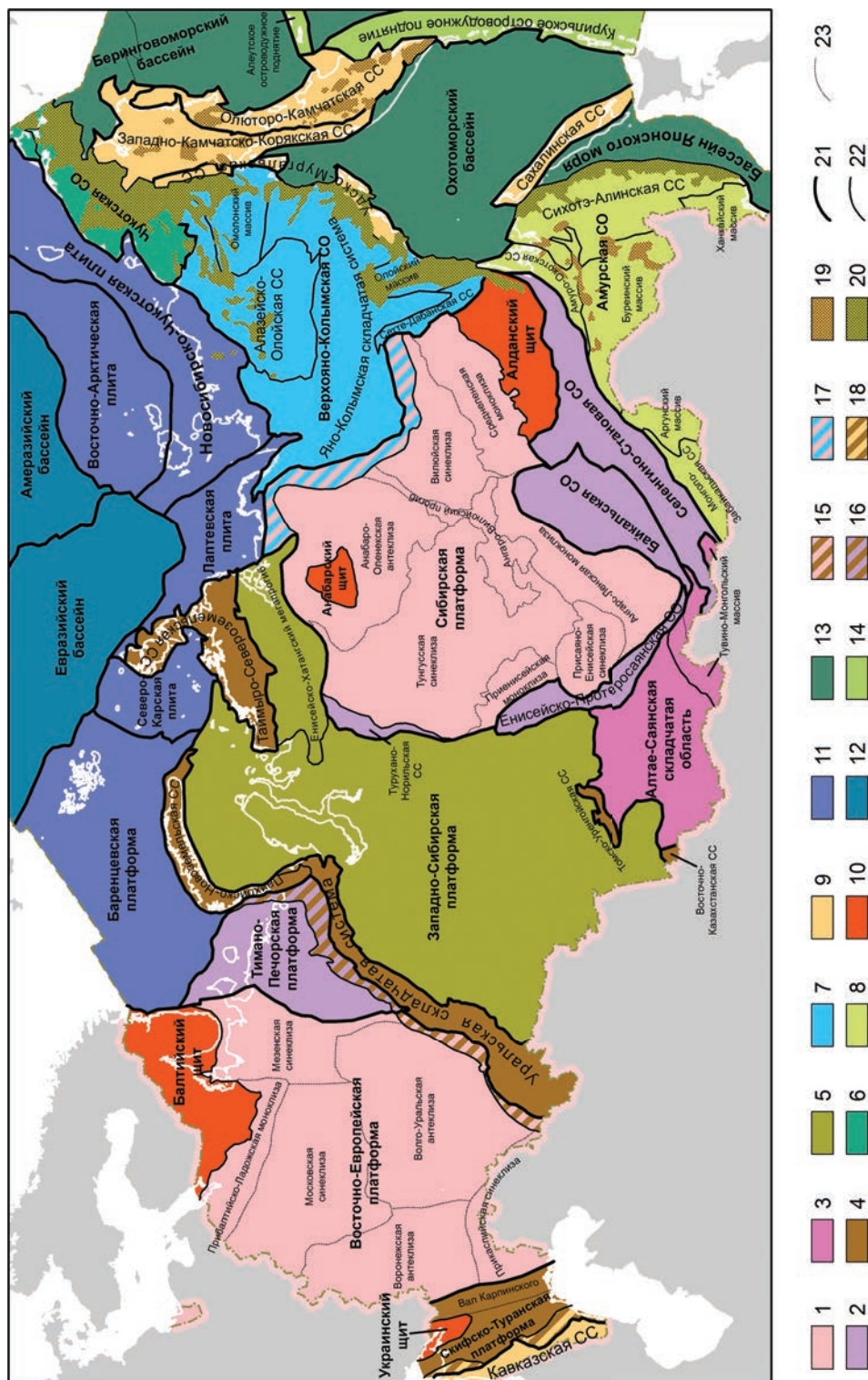


Рис. 2.1. Схема тектонического районирования России. По [Национальный атлас России ..., 2007] с упрощениями

1–9 – возраст фундамента или складчатости: 1 – добайкальский, 2 – байкальский, 3 – каледонский, 4 – герцинский, 5 – гетерогенный, 6 – раннемезозойский (индосинийский), 7 – среднемеозойский (позднекаммерийский), 8 – позднемеозойский (ларамийский), 9 – кайнозойский (альпийско-гималайский); 10 – шиты древних платформ; 11 – бассейны Арктического шельфа; 12 – глубоководные бассейны Северного Ледовитого океана; 13 – окраинно-морские бассейны Тихого океана; 14 – островные вулканические дуги; 15–18 – граничные структуры: 15 – Предуральский прогиб (Южно-Уральский сегмент), 16 – Предуральский прогиб (Печорский сегмент), 17 – Приверхоянский прогиб, 18 – Предкавказский прогиб; 19, 20 – вулканогенные пояса: 19 – кайнозойские, 20 – мезозойские; 21–23 – тектонические границы: 21 – складчатых областей и платформ, 22 – складчатых систем, шитов и срединных массивов, 23 – более мелких структур

БАРЕНЦЕВСКАЯ ПЛАТФОРМА

На территории Баренцевской платформы известны ОП позднепалеозойского возраста. Они изучены в норвежском секторе Баренцева моря, где вскрыты глубокими скважинами (рис. 2.3) [Larssen, 2006]. ОП расположены в основном на границе карбонатного шельфа и глубоководного бассейна, а также характерны для краевых частей внутришельфовых впадин (рис. 2.4). С учетом данных норвежских геологов выделены следующие рифовые формации:

- сульфатно-карбонатно-биогерманная (2 – C_3g-P_1s);
- карбонатная (глинисто-карбонатная) биогерманная (3 – P_1s-ar);
- кремнисто-карбонатная банковая (4 – P_{1-2}).

Распространение подобных формаций прогнозируется по сейсмическим данным также на Кольско-Канинском шельфе Баренцева моря (Е.Г. Васильева и др., 2003). Возраст формаций и характеристика ОП для Кольско-Канинского района приведены по аналогии с платформой Финнмарк.

Верхнекаменноугольно-нижнепермская сульфатно-карбонатная биогерманная формация 2 выделена на площади почти 1000 км² и включает как одиночные ОП, так и линейно-вытянутые в северо-западном направлении 12 рифовых гряд. Всего установлено 174 тела мощностью от 10 до 70 м. ОП сформировались в литоральных условиях и представлены палеоапличиновыми биогермами, переслаивающимися с фузулиновыми вакстоунами.

Нижнепермская терригенно-(глинисто-)карбонатная биогерманная формация 3 занимает площадь 175 км² при максимальной мощности 42 м. Выделяется восемь рифовых гряд преимущественно субширотного простирания. По аналогии с данными по платформе Финнмарк рифовый комплекс сложен преимущественно мшанковыми и мшанково-тубифитовыми вакстоунами и цементстоунами, образовавшимися в относительно глубоком (ниже базиса штормовых волн) море.

Нижне-верхнепермская кремнисто-карбонатная банковая формация 4 с площадью распространения построек 1079 км² при средней их высоте 49 м (от 40 до 80 м). Работы норвежских геологов показали, что все верхнепермские постройки, закартированные сейсморазведкой в этом районе, могут интерпретироваться как биокластические (мшанково-брахиоподовые) карбонатные банки. Парагенетически с ними ассоциируются глинисто-кремнистые и кремнистые спонголиты.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	Баренцевская платформа	Тимано-Печорская платформа	Волго-Уральская антеклиза	Прикаспийская синеклиза	Уральская складчатая система	Предуральный прогиб	Пай-Хой-Новоземельская складчатая система	Скифо-Туранская платформа	Кавказская складчатая система	Западно-Сибирская платформа	Алтае-Саянская складчатая область	Байкальская складчатая область
	N ₁	243									112			
	J ₃										106-111			
	T	T ₃ T ₁								943	105			
	P	P ₃ t P ₂ kz u k ar s a P ₁	4 15 2 3	12	29	77 76 75 74 73								
	C	C ₃ g k C ₂ m b s C ₁ v t				59 70 72 73			44					
	D	D ₃ fm f D ₂ žv ef e D ₁ p l	2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17	15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42	19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42	40 41 42 38 36 35 34 33 32 31 30 29 28 27 26 25 24 23 22 21 20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1	40 41 42 38 36 35 34 33 32 31 30 29 28 27 26 25 24 23 22 21 20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1			95 96 97	95 96 97			
	S	S ₂ p ld S ₁ v l	6			45 60			32					
	O	O ₃ aš k O ₂ l a O ₁ t												
	Є	Є ₃ ak s as Є ₂ m am tn Є ₁ b at t				31 30						91 92 93 94 95 96 97	80 87	97

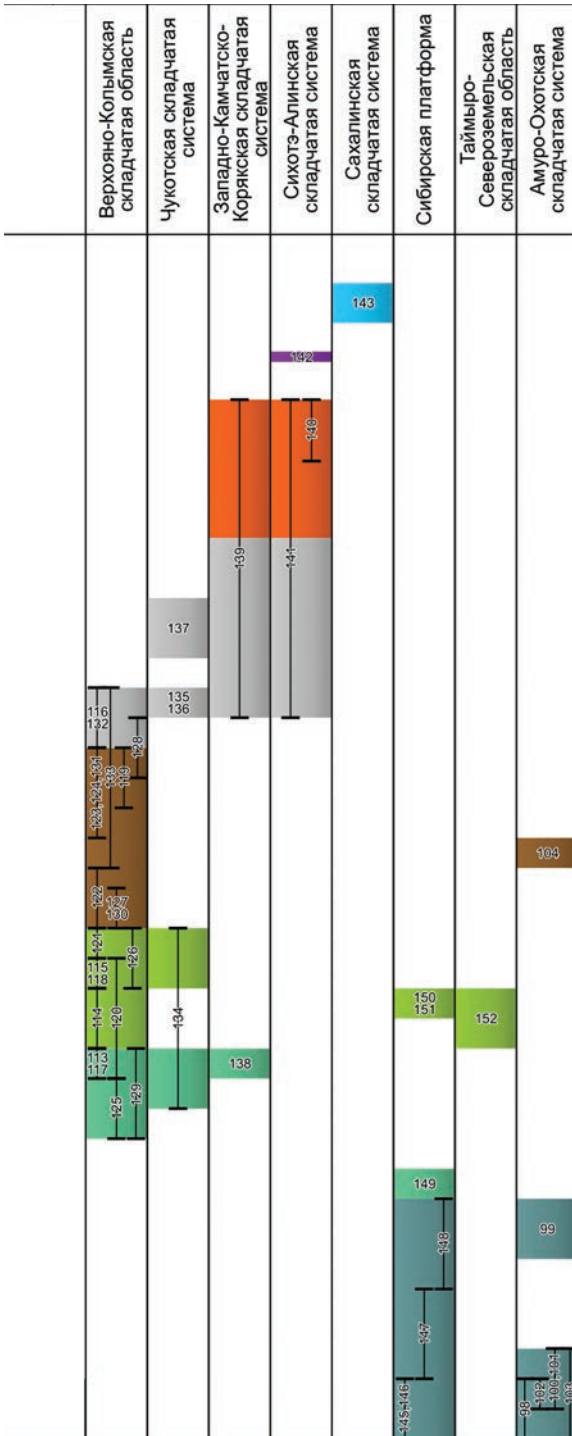


Рис. 2.2. Стратиграфическое положение рифовых формаций в основных тектонических структурах территории России (цифры – номера формаций на карте и в тексте)

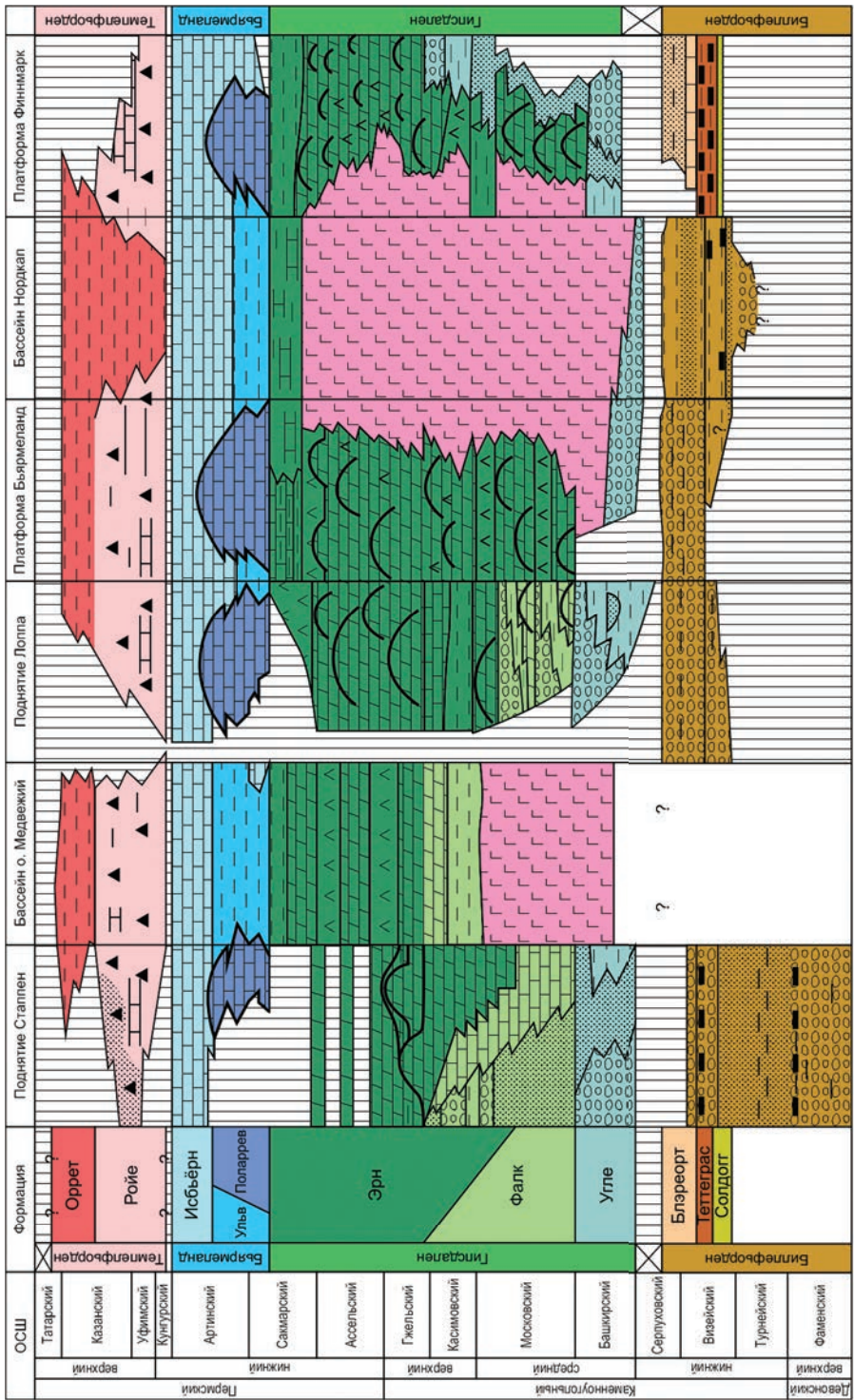
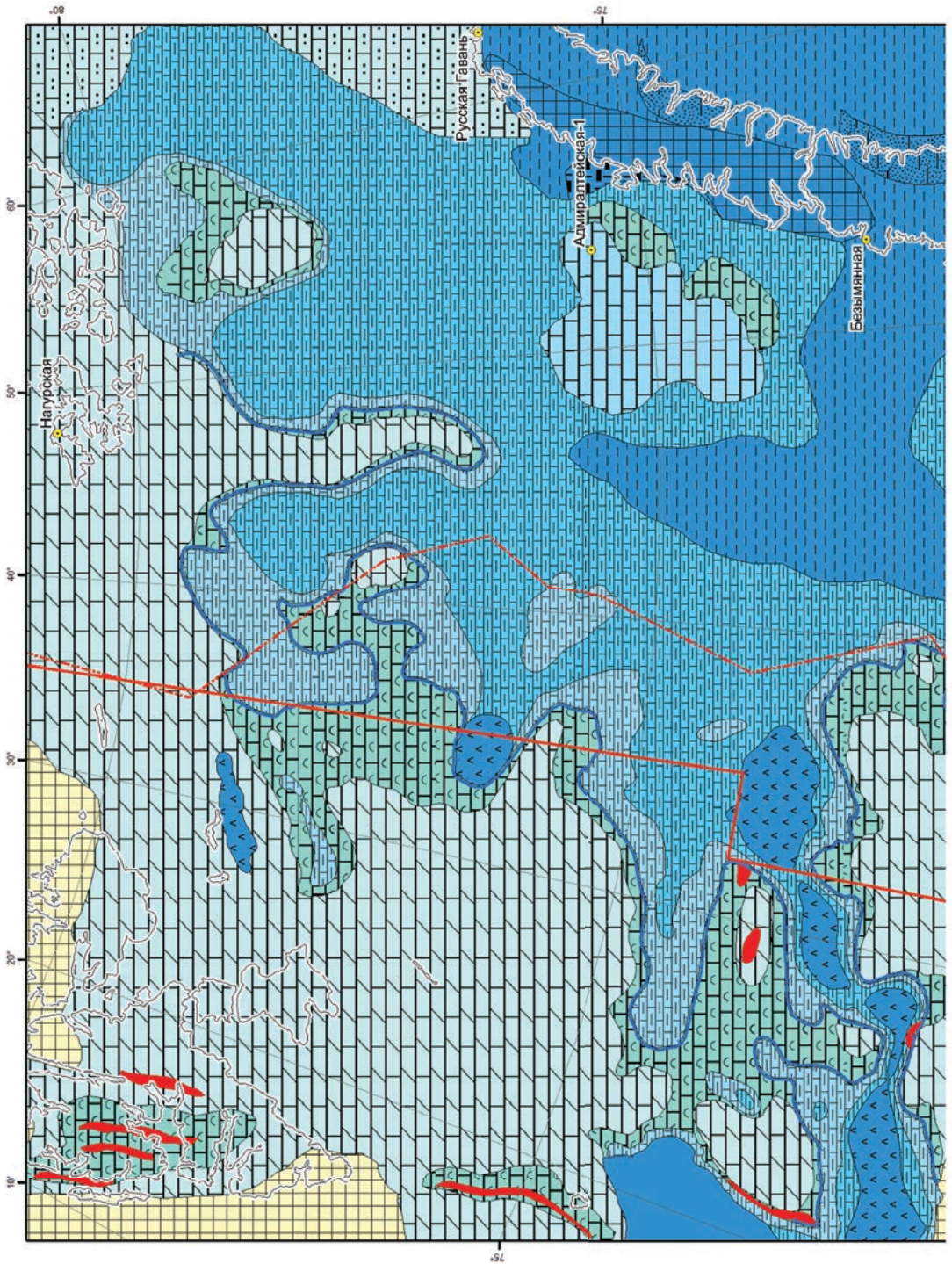




Рис. 2.3. Распространение рифовых формаций в норвежском секторе Баренцева моря. По [Larsen, 2006]

1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — глины, 4 — песчаники, 5 — конгломераты, 6 — карбонатные постройки, 7 — ангидриты, 8 — соли, 9 — кремни, 10 — угли



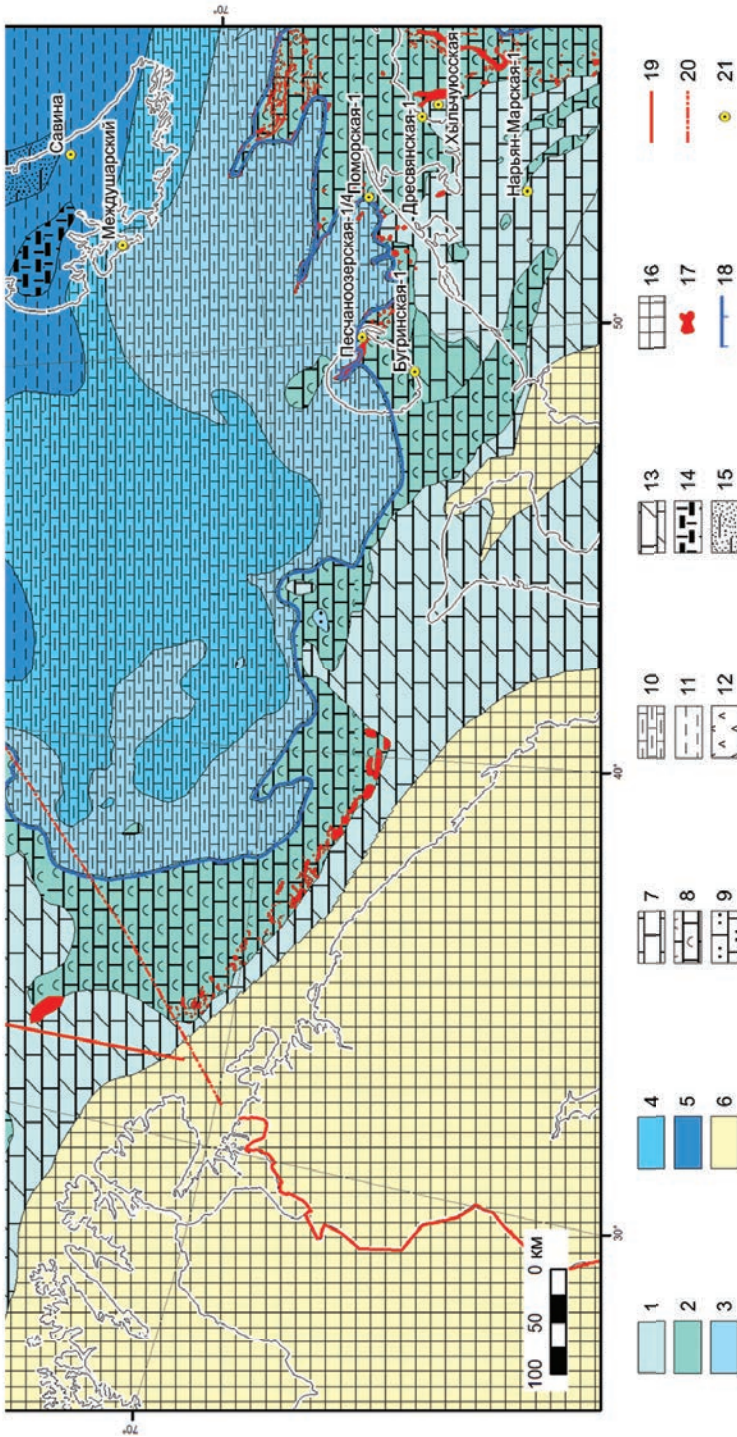


Рис. 2.4. Палеогеографическая карта Баренцевоморского региона. Раннепермская эпоха, ассельский – сакмарский век.

Из [Atlas ..., 2009], с изменениями

1 – прибрежная зона; 2 – крайняя зона внутреннего шельфа; 3 – мелководный шельф; 4 – глубоководный шельф; 5 – глубоководный прогиб; 6 – поднятия; 7 – известняки; 8 – органические постройки, грейстоуны, рудстоуны; 9 – аргиллиты, алевролиты, известняки; 10 – аргиллиты, мергели, известняки; 11 – кремнистые сланцы; 12 – соли; 13 – доломиты, ангидриты, известняки; 14 – карбонатные руды марганца; 15 – турбилиты; 16 – отсутствие отложений; 17 – рифовые постройки; 18 – граница карбонатного шельфа; 19 – граница РФ; 20 – граница «серой» зоны; 21 – опорные разрезы

На карте (прил. 2.1) показана также предполагаемая площадь распространения *верхнекаменноугольно-нижнепермской карбонатно-биогермной формации 5*, оконтуренной на основе комплексного анализа структурных карт, карт толщин, палеогеографических реконструкций, с учетом данных по фактическому распространению рифовых комплексов этого возраста в норвежском секторе Баренцева моря и на территории ТПП [Atlas ... , 2009].

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Рифовые формации широко распространены в составе осадочного чехла платформы и сопряжены с различными палеогеодинамическими обстановками. В развитии ТПП в фанерозое выделяются три тектоно-седиментационных цикла: позднекембрийско-раннедевонский ($E_3^? - O - D_1$), среднедевонско-триасовый ($D_2 - T$) и юрско-кайнозойский ($J - KZ$) [Ларионова и др., 2002]. Первые ОП в ТПП появляются в силуре, однако наиболее мощные и длительно развивающиеся рифовые формации характерны для позднего девона ($D_3f_2 - fm$) и ранней перми (P_1a, s, ar).

Сведения о распространении силурийских рифовых образований (формация 6) весьма ограничены. Установлено, что образование ОП связано с трансгрессивными фазами развития внутришельфового силурийского бассейна [Ларионова и др., 2002]. Известны три стратиграфических уровня развития ОП: два в нижнем силуре (середина лландоверийского яруса и нижний венлок) и один в верхнем (пржидольский ярус). Нижнесилурийские ОП приурочены к бортам Большеземельского палеосвода, кроме того, они известны в Ижма-Печорской синеклизе, на гряде Чернышева [Султанаев и др., 1983; Рифогенные ... , 1990], на юге Хорейверской и в Косью-Роговской впадинах [Танинская и др., 1999]. Повсеместно ОП представлены мелкими кораллово-строматопоровыми биогермами, биостромами и банками.

Общую модель девонского рифообразования Тимано-Печорского региона разрабатывали М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин, И. Т. Дубовский, Г. Ф. Ульмишек (1969, 1976); М. М. Грачевский, А. В. Соломатин (1977); В. Вл. Меннер и др. (1991а, б); З. А. Ларионова, В. И. Богацкий и др. (2002); Н. В. Беляева, А. Л. Корзун, Л. В. Петрова (1998) и мн. др.

В верхнедевонских разрезах присутствие рифов фиксируется на девяти стратиграфических уровнях (рис. 2.5) [Ларионова и др., 2002]. В соответствии с видами органогенных построек, их пространственным расположением и стратиграфической приуроченностью выделяются карбонатно-рифовая полосовидная (к Р п) барьерно-краевая, а также карбонатно-рифово-банковая (к Р-Бн) формации.

Изображение формаций на прилагаемой «Карте рифовых формаций» приводится по материалам «Атласа геологических карт» [Ларионова и др., 2002].

Карбонатно-рифовые барьерно-краевые формации 7, 8 франского и 9, 10 фаменского возрастов формируются на бровке карбонатного шельфа, на границе с относительно глубоководной впадиной, где в режиме некомпенсированного осадконакопления отлагались доманикоидные отложения. Общей закономерностью для них является пространственное смещение рифовых систем в восточном направлении по мере сокращения площади впадины в результате компенсации ее поступающим в бассейн обломочным материалом (рис. 2.6–2.9).

Верхнедевонские рифово-банковые формации 11 в отличие от краевых барьеров приурочены к изолированным приподнятым блокам фундамента и не смещались пространственно под влиянием трансгрессивно-регрессивных циклов развития палеобассейна. Такие блоки располагались внутри глубоководных некомпенсированных впадин. По периферии банковых поднятий, в пограничных зонах глубоководных и мелководных обстановок, формировались рифогенные постройки, которые образовывали либо цепочки изолированных массивов, либо протяжённые барьеры, повторяя конфигурацию банкового поднятия. Рифово-банковые формации, как и краевые рифовые барьеры, развивались циклично, сопряженно с проявлением трансгрессивно-регрессивных циклов: приподнятые над дном банковые структуры в регрессивные фазы подвергались осушению и размыву; в период трансгрессий происходили рост рифогенных образований и накопление известняков. Каркасостроители (водоросли и строматопараты) и типы рифогенных пород (биогенные известняки и вторичные доломиты) в рифово-банковых формациях сходны с рифогенными образованиями краевых рифовых систем. Размеры банок и одиночных рифовых поднятий от сотен метров до первых километров.

Заключительный этап палеозойского рифообразования в Тимано-Печорском палеобассейне относится к ассельскому, сакмарскому и артинским векам ранней перми. Площади с рифогенными образованиями занимают весь Колвинский мегавал, юг Хорейверской впадины, Ханчаргинскую полосу на севере этой впадины, вал Сорокина, часть гряды Чернышёва и Большесынинской впадины. Они также установлены в пределах Лайского и на небольших участках Шапкинско-Юрьяхинского валов, на Печоро-Кожвинском и Седухинском валах. Повсеместно рифогенные образования ранней перми отнесены к формациям карбонатных биогермов и биогермных массивов 12.

Раннепермская формация сложена слоистыми органогенно-обломочными известняками с заключенными в них ОП, представленными палеоаплизиновыми, водорослевыми, водорослево-фораминиферовыми, реже мшанковыми биогермами и биогермными массивами высотой от нескольких до 20–60 м [Важенин, Иоффе, 1986]. Широко распространены также водорослевые и палеоаплизиновые биостромные пласты. Нижнепермские рифогенные тела в виде изолированных массивов вытянутой или изометричной формы располагаются группами на отмелях в широкой краевой зоне мелководного шельфа. В отличие от девонских, они не образуют непрерывных, протяжённых полос [Меннер, 1989]. Механизм формирования нижнепермских рифовых формаций, как их форма и внутреннее строение, существенно отличался от верхнедевонских. Развитие нижнепермских органогенных построек, приуроченных к широким мелководным зонам, происходило в кратковременные регрессивные фазы. В периоды трансгрессий, в условиях быстрого подъема уровня моря и повышенной глубинности, небольшие по размерам органогенные постройки перекрывались глинисто-карбонатными осадками и прекращали своё существование. В результате формировался сложнопостроенный карбонатно-рифовый комплекс с тесной перемежаемостью рифогенных и сопутствующих пород. Незначительные смещения зон распространения органогенных построек происходили не в сторону глубоководной впадины, а в сторону мелководного шельфа. В том же направлении происходит общее омолаживание рифогенных образований. Формирование самых западных из них относится к позднеартинскому времени.

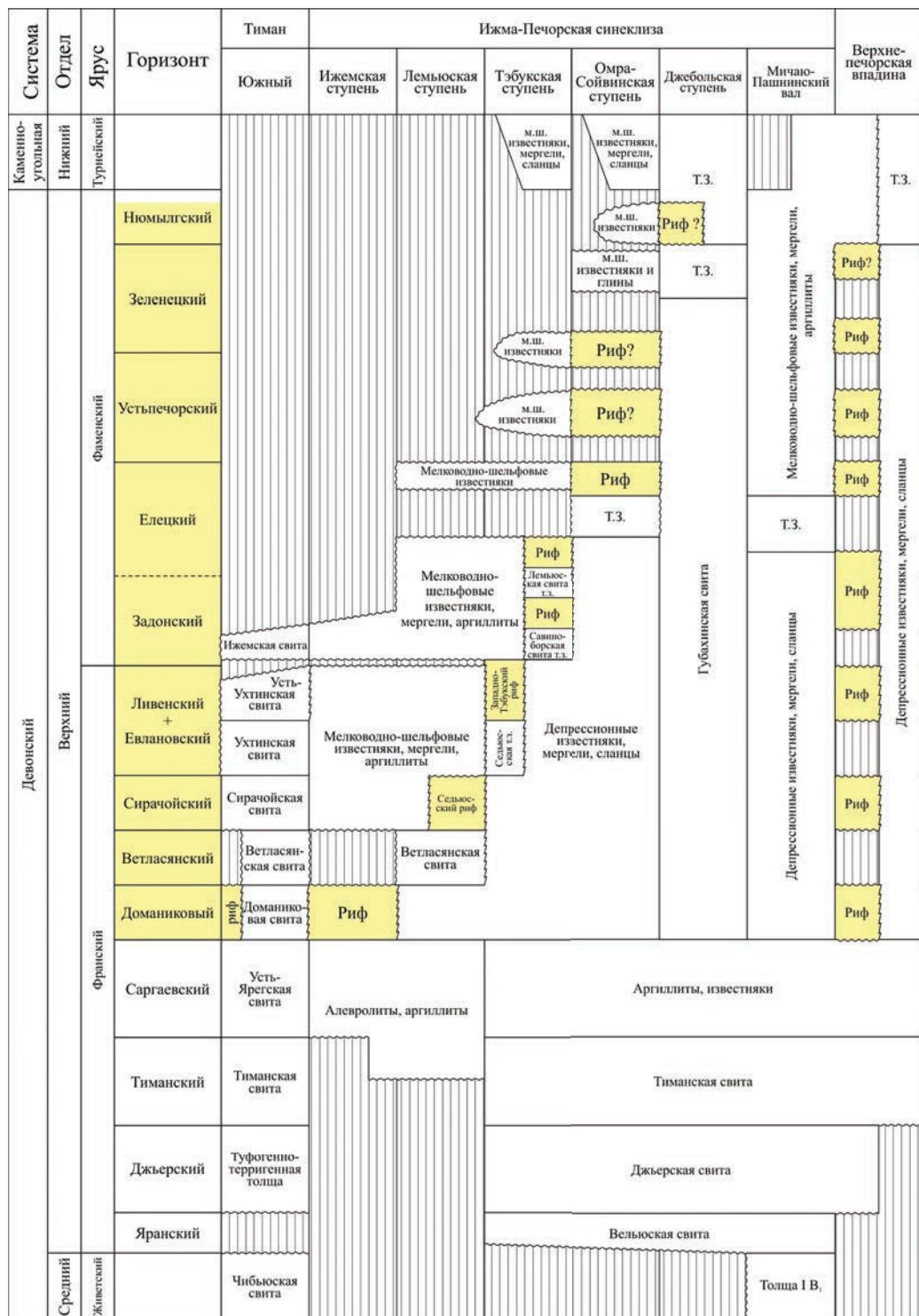
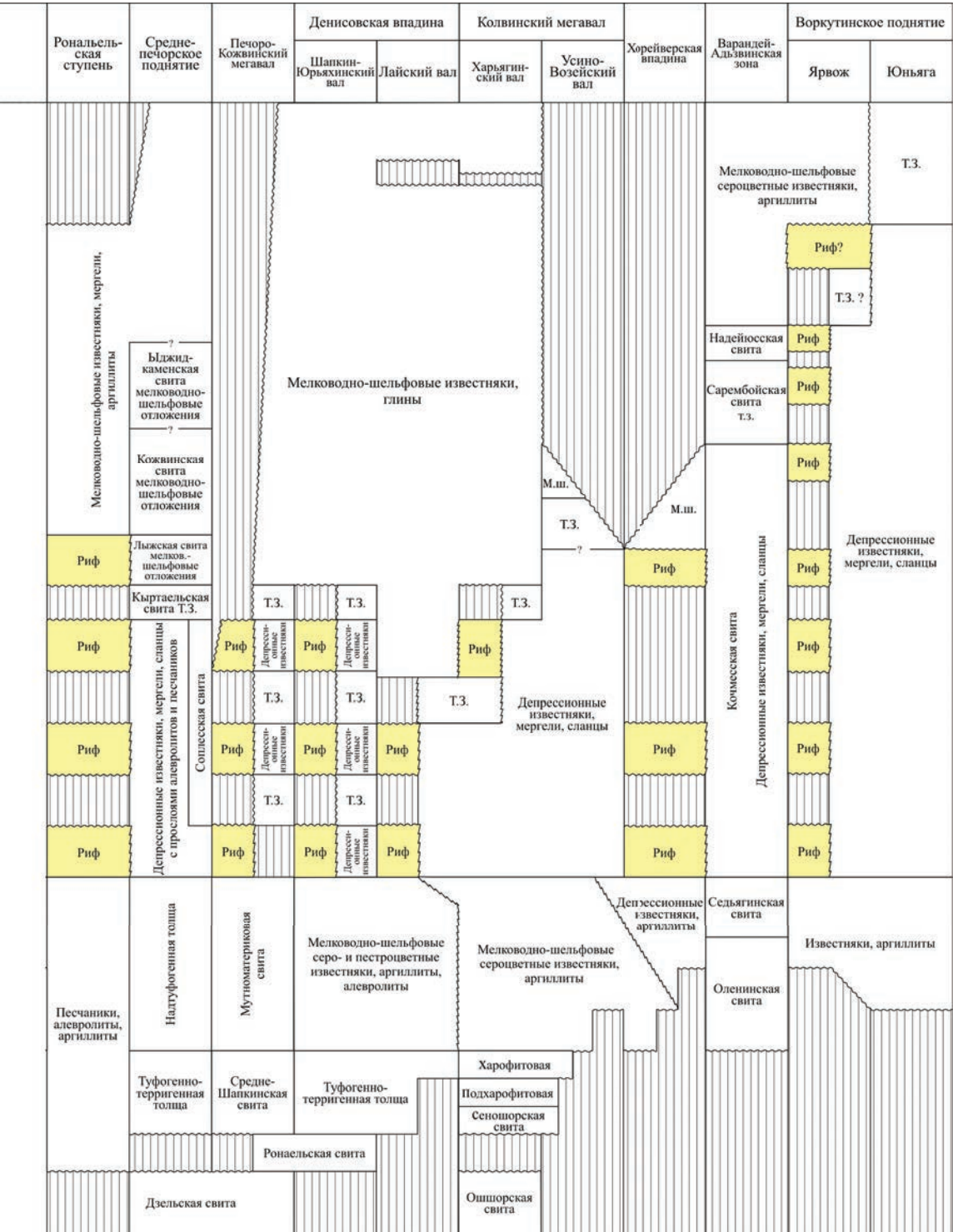


Рис. 2.5. Схема корреляции девонских отложений и распространения рифогенных формаций



на территории Тимано-Печорской плиты. Из [Ларионова и др., 2002]

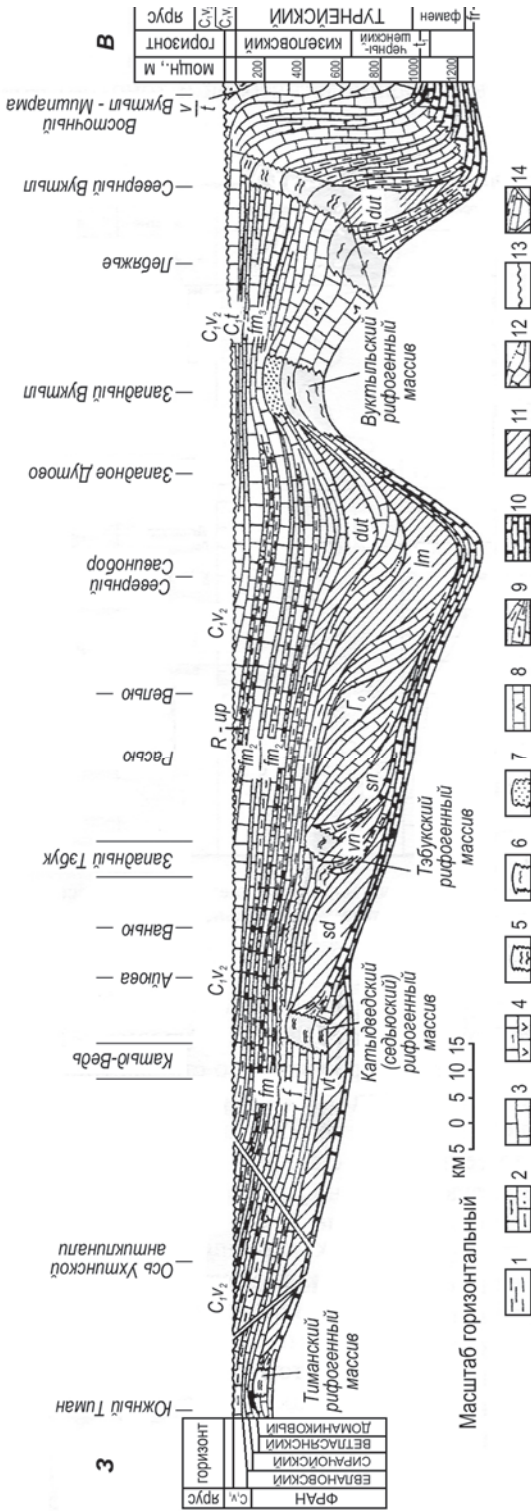


Рис. 2.6. Палеогеологический профиль верхнепермских отложений по линии Южный Тиман — Вуктыл. По [Меннер и др., 2001]

1-4 — мелководно-шельфовые отложения: 1 — глинистые, 2 — терригенно-глинисто-карбонатные, 3 — карбонатные, 4 — глинисто-сульфатно-карбонатные; 5-14 — рифогенные образования: 5 — краевые и барьерные массивы, 6 — изолированные карбонатные банки на отрядах внутри некомпенсированных впадин, 7 — органогенные банки внутри зоны мелководного шельфа, 8 — лагунные отложения внутри банок, 9 — отложение склонов рифов и банок, 10 — доломиты — отложения глубоководных литофаций, 11 — глинистые и карбонатно-глинистые «толщи заполнения» некомпенсированных впадин, 12 — карбонатные клиноформы фаменского возраста, 13 — уровни размывов и стратиграфических перерывов, 14 — осадочные толщи, размывы в осевой зоне Ухтинской антиклинали. Стратиграфические индексы. Верхнепермские «толщи заполнения»: vt — ветлянская, sd — сedyюкская, vp — ваньюская, sv — савиногорская, г₀ — южнолжская, lm — лемъюская, dut — дутовская, Rup — усть-печорский региональный корреляционный репер

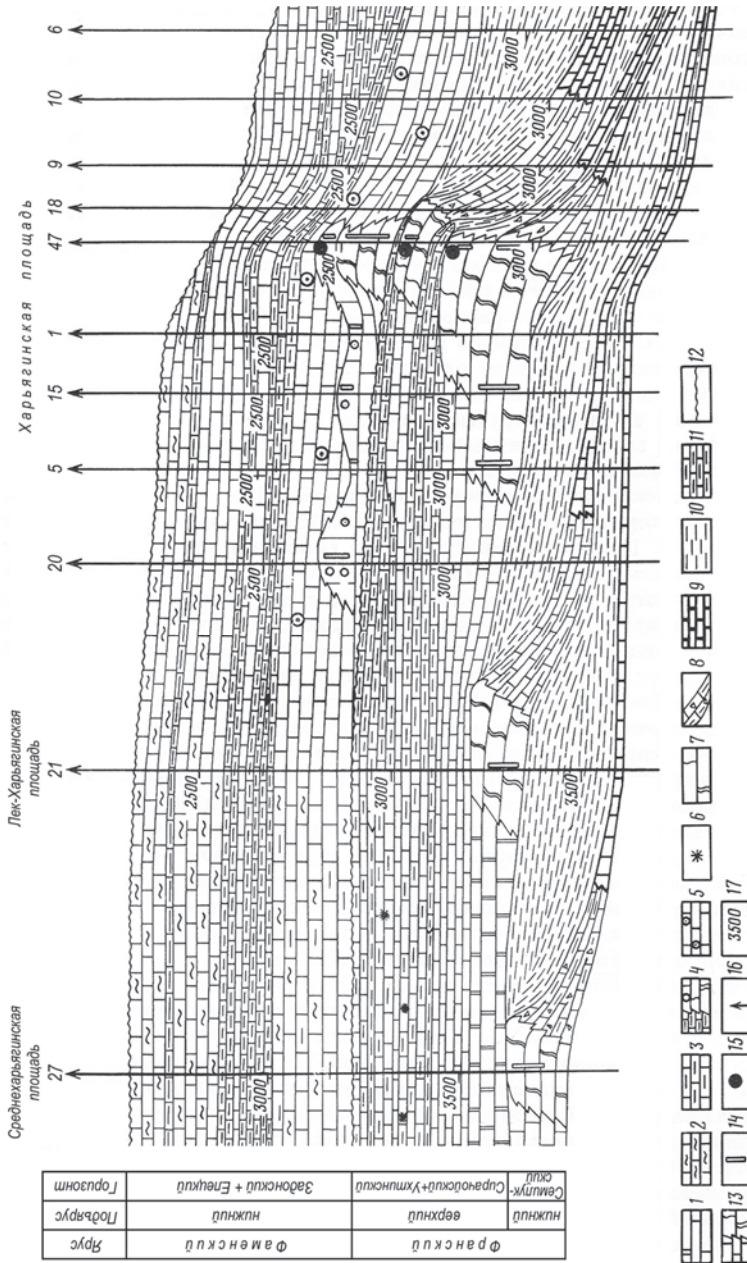


Рис. 2.7. Палеогеологический профиль Франской окраевой рифогенной зоны. По [Меннер, 1989]

1–5 – мелководно-шelfовая зона; 2 – карбонатные толщи, 2 – «узловатые» известняки, 3 – карбонатно-глинистые толщи и пачки, 4 – банки интракласовых известняков, 5 – онколитовые известняки; 6 – красноцветные; 7 – рифогенные образования; 8 – отложения предрифового склона; 9 – отложения депрессионных фаций; 10, 11 – толщи заполнения; 10 – глинистые, 11 – карбонатно-глинистые; 12 – поверхности разрывов и стратиграфических перерывов; 13 – зоны резких литофациальных замещений; 14 – интервалы коллекторов; 15 – залежи нефти; 16 – разрезы скважин; 17 – глубина по скважине, м

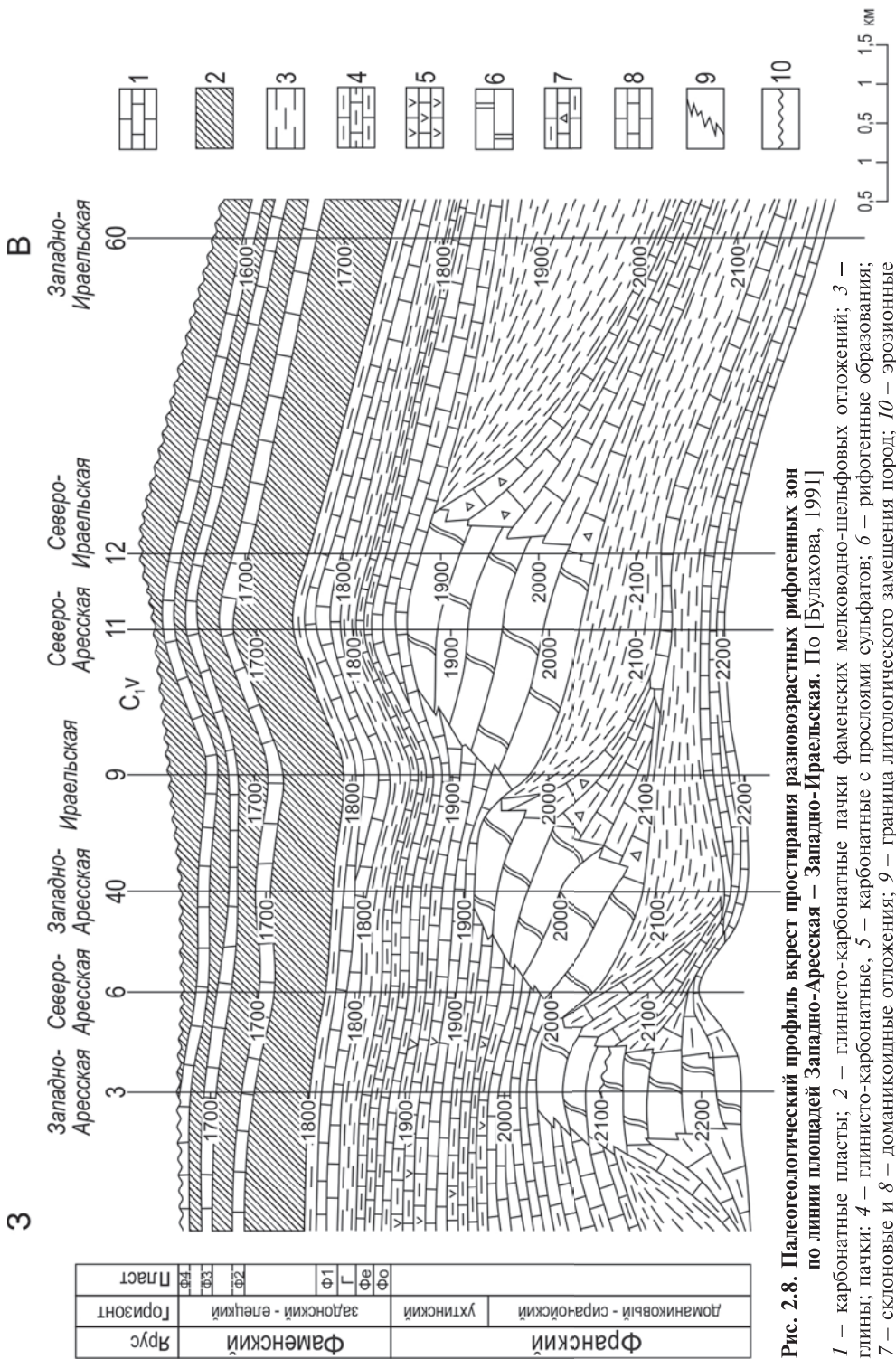


Рис. 2.8. Палеогеологический профиль вкост простирания разновозрастных рифогенных зон по линии площадей Западно-Арескская – Западно-Израильская. По [Булахова, 1991]

1 – карбонатные пласты; 2 – глинисто-карбонатные пачки фаменских мелководно-шельфовых отложений; 3 – глины; пачки: 4 – глинисто-карбонатные, 5 – карбонатные с прослоями сульфатов; 6 – рифогенные образования; 7 – склоновые и 8 – доминиконидные отложения; 9 – граница литологического замещения пород; 10 – эрозийные поверхности

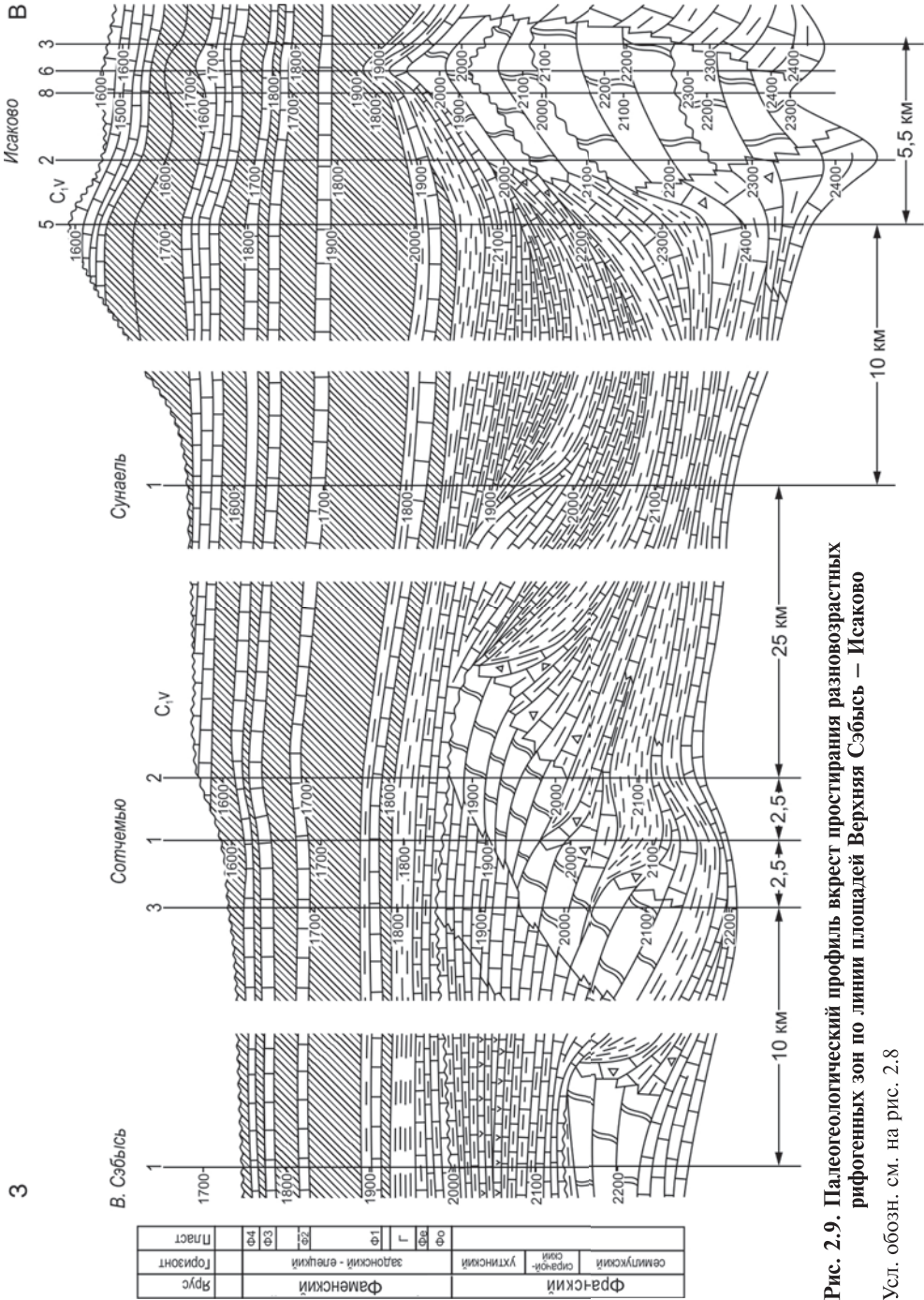


Рис. 2.9. Палеогеологический профиль вкост простирания разновозрастных рифогенных зон по линии площадей Верхняя Сэбсь — Исаково

Усл. обозн. см. на рис. 2.8

На акваториальном продолжении ТПП выделена раннепермская карбонатно-биогермная формация 1. Входящие в нее органогенные постройки и сопутствующие им фации вскрыты бурением на о. Колгуев [Преображенская и др., 1993], а также на ряде поисковых площадей в восточной части Печорского моря [Басов и др., 2002]. Площадь развития рифовых построек ассель-сакмарского возраста, по результатам сейсмических исследований (Е.Г. Васильева и др., 2003), охватывает акваториальное продолжение Шапкина-Юрьяхинского вала, северную часть Поморского вала и южную часть Русского поднятия, Лайский вал, Колвинский мегавал, пересекает Хорейверскую впадину и далее прослежена в пределах вала Сорокина и Гуляевско-Долганской структурной зоны.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Рифовые формации распространены в основном в восточной части ВЕП на границе с Уральской складчатой системой. Рифы палеозойского возраста прослежены от Прикаспийской впадины на юге и до южной границы ТПП на севере. Они являются объектом многолетних исследований в связи с их продуктивностью на УВ сырье. На остальной территории ВЕП органогенные постройки ограниченно распространены в нижнем палеозое Балтийской синеклизы [Рифогенные ... , 1990]; по данным сейсмических исследований, высказано предположение о присутствии палеозойских рифовых комплексов также на севере Московской синеклизы [Виноградов, Мифтахов, 2006].

ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Образование рифовых формаций связано со среднедевонско-раннекаменноугольным этапом развития Волго-Уральской антеклизы и сопряжено с формировавшейся в это время Камско-Кинельской системой окраинно-континентальных прогибов, которая тянется вдоль восточного края платформы на расстояние более 1000 км, от Оренбурга на юге до Притиманья на севере. Принципиальную модель позднедевонско-раннекаменноугольного седиментогенеза и рифообразования в Камско-Кинельских прогибах, предложенную М. М. Грачевским (1959), в дальнейшем разрабатывали и детализировали М. Ф. Мирчиник, О. М. Мкртчян, Р. О. Хачатрян, В. И. Громека, Ю. Б. Митрейкин, А. А. Троховова и др.

Выделяются три крупные структурно-фациальные зоны: осевые части прогибов с некомпенсированным осадконакоплением; бортовые приподнятые уступы и склоны впадин; зоны мелководного карбонатного шельфа (рис. 2.10).

В Волго-Уральской области выявлено несколько сотен органогенных образований, контролирующих скопления углеводородов [Нартов, 1983]. Всё разнообразие разновозрастных органогенных построек объединяется в три морфогенетические группы, сопряжённые с определёнными структурно-фациальными зонами: краевые рифы барьерного типа и краевые одиночные рифы; внешние рифовые массивы, или рифы прогибов, среди которых различаются одиночные, островные и атоллоподобные; внутренние шельфовые биогермы и биостромы [Мирчиник и др., 1974; Мкртчян,

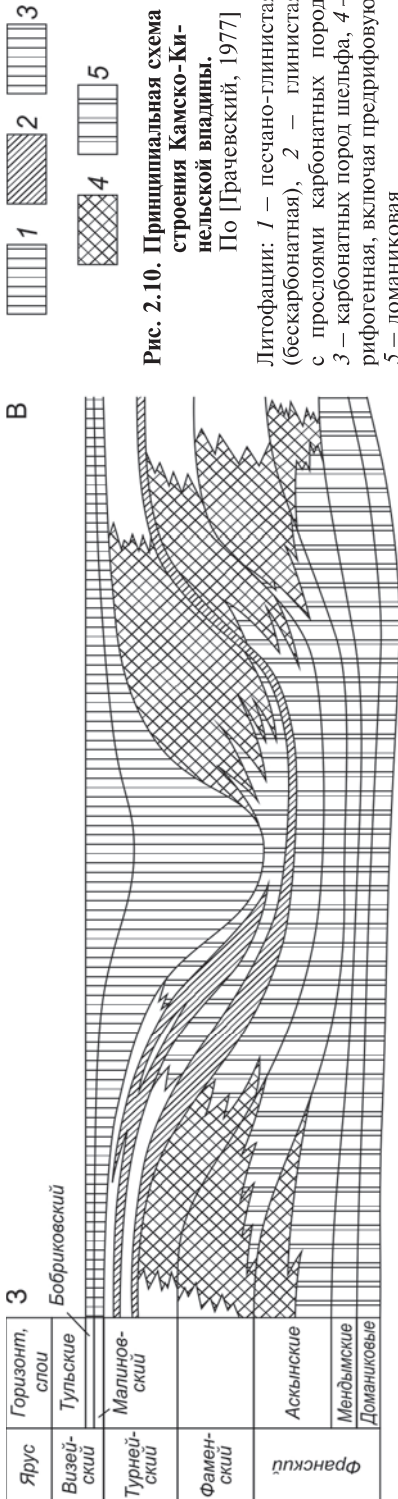


Рис. 2.10. Принципиальная схема строения Камско-Кинельской впадины. По [Грачевский, 1977]

Литофации: 1 – песчано-глинистая (бескарбонатная), 2 – глинистая с прослоями карбонатных пород, 3 – карбонатных пород шельфа, 4 – рифогенная, включая предрифовую, 5 – доманиловская

1980] (рис. 2.11). Органогенные постройки представлены массивными известняками, местами кавернозными и доломитизированными с инкрустационными текстурными, содержащими органические остатки каркасообразующих и сопутствующих организмов. Состав комплексов органических остатков изменялся количественно и по разнообразию преобладающих групп организмов в зависимости от возраста построек [Антропов, 1968].

Со всеми видами рифовых формаций Камско-Кинельской системы прогибов связаны месторождения нефти и газа. На карте рифовых формаций показано местоположение ста двадцати двух наиболее известных месторождений углеводородов в рифовых комплексах. Специальными знаками показаны месторождения, приуроченные непосредственно к органогенным массивам, а также связанные со структурами облекания в отложениях, перекрывающих рифогенные тела. Принципиальная модель сопряженности нефтегазоносных месторождений с различными типами органогенных построек в карбонатных комплексах верхнего девона – турне Волго-Уральской области разработана О. М. Мкртчяном (1978) (рис. 2.12).

Верхнедевонско-нижекаменноугольные рифовые формации:

- карбонатно-рифовые, полосовидные (к Р п), сопряжённые с краевыми зонами бортовых уступов некомпенсированных впадин верхнедевонская **14** и нижекаменноугольная **15**;

- карбонатно-рифовая с изолированными массивами некомпенсированных впадин (к Р и) **16**. Одиночные рифы располагаются на изолированных поднятиях внутри глубоководных впадин;

- карбонатная с изолированными биогермными массивами и биогермами (к БМ + Б и) **17**, развитыми на мелководном карбонатном шельфе.

Формации **14** и **15** барьерного типа вследствие тесной пространственно-

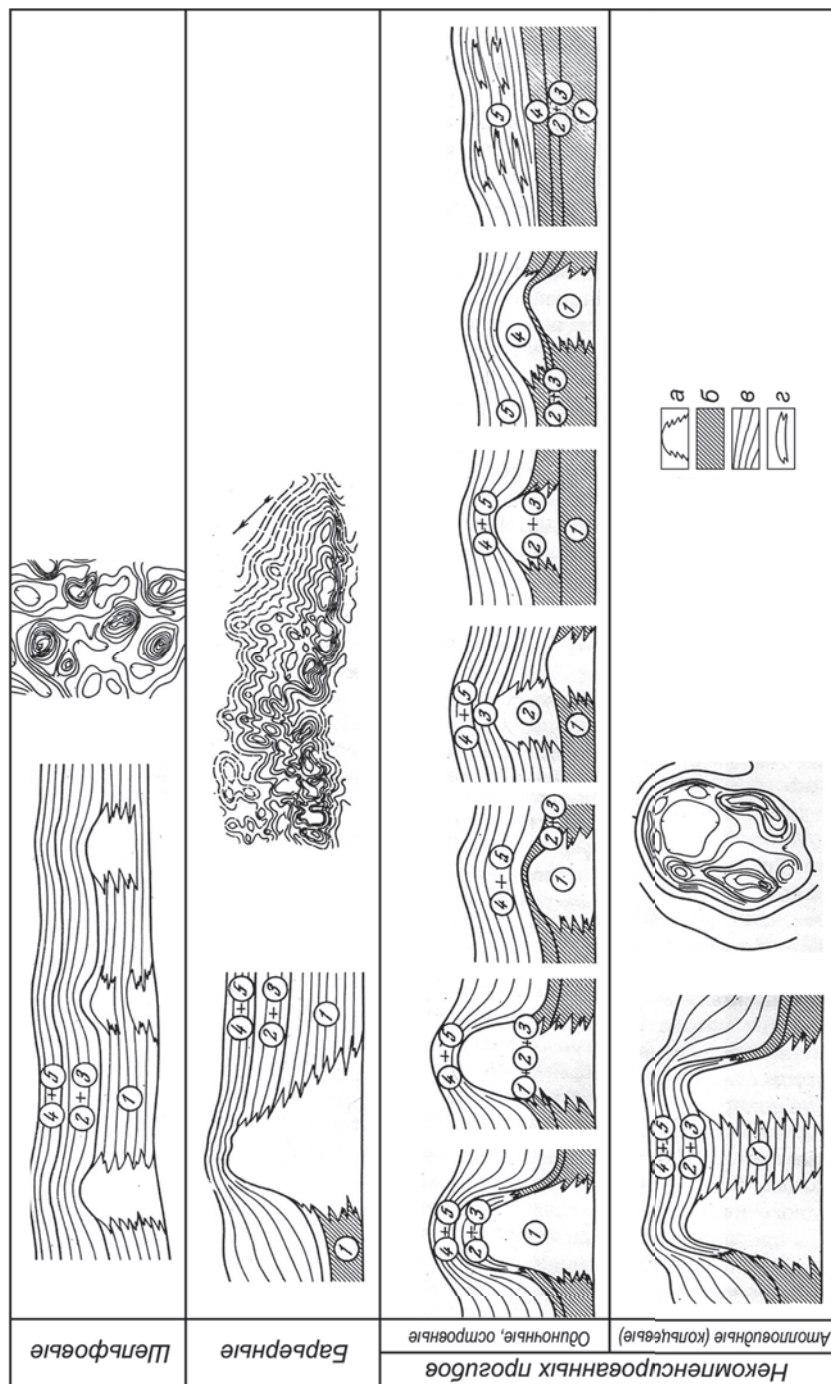


Рис. 2.11. Основные типы органогенных построек верхнего девона — турне Волго-Уральской области. По [Мкртчян, 1980]

Отложения: *a* — биотерминальные, *b* — депрессионные, *g* — нормальные, *z* — биотерминальные, биостромы, биостромы, банки в клиноформном комплексе. Цифры в кружках: *1* — мейдлыкско-нижнефаменские, *2* — верхнефаменские, *3* — заволжские, *4* — малевско-утинские, *5* — черепетско-кизельовские

возрастной сопряженности и приуроченности к единому типу геодинамических структур и палеогеографических обстановок обладают многими сходными признаками. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные рифовые барьеры наиболее развиты в пределах Муханово-Ероховского прогиба, по бортам Актаныш-Чишминского (рис. 2.13) и Сарапульского прогибов, обрамляющих Башкирский палеосвод, а также вдоль северо-западных склонов Фокинского, Шалымского, Калининского (Сылвенского) и Добрянского прогибов, огибающих Пермский и Коми-Пермяцкий своды.

Верхнедевонская формация охватывает стратиграфический интервал от верхов франского до фаменского яруса включительно. Н. К. Фортунатовой разработана объёмная типовая модель франско-фаменского карбонатного комплекса бортовой зоны в восточной части Токмовского свода на базе методики седиментационно-ёмкостного моделирования (рис. 2.14, 2.15) [Фортунатова, Швец-Тэнэта-Гурий, 2001]. Нижнекаменноугольная турнейская формация пространственно обособлена относительно нижней, верхнедевонской. Это связано с проявлением отчетливой регрессивной фазы в развитии палеобассейна на границе девонского и каменноугольного периодов. Органогенные постройки образуют изолированные, достаточно редкие органогенные массивы.

Верхнефранско-нижнетурнейская карбонатно-рифовая формация **16** с изолированными массивами объединяет органогенные массивы, которые формировались на обособленных поднятиях внутри глубоководных впадин. Установлены многие десятки подобных массивов, которые неравномерно распространены в пределах Камско-Кинельских прогибов, что свидетельствует о палеогеоморфологическом расчленении дна некомпенсированных впадин, обязанном проявлением конседиментационной тектонической дифференциации. По типу построек выделяются две группы рифовых массивов: крупные атолловидные, кольцевые и более мелкие одиночные. Различаются постройки мендымско-нижнефаменские, мендымско-заволжские, верхнефаменско-заволжские и малёвско-упинские.

Образование верхнедевонской формации **17** происходило на мелководных карбонатных шельфах палеоподнятий Жигулёвско-Пугачевском, Южно-Татарском и Башкирском. На наиболее приподнятом Башкирско-Кыновском своде мелкие органогенные постройки формировались только на его склонах, тогда как в центральных, слаборасчленённых частях накапливались мелководные карбонатные отложения небольшой мощности. Южно-Татарский палеосвод занимал более низкое структурное положение и отличался интенсивной расчленённостью донного рельефа палеобассейна. Здесь существовали обширные отмели, недокомпенсированные депрессии, узкие прогибы, горстовидные поднятия и валы, способствовавшие интенсивному росту органогенных построек, количество которых измеряется сотнями.

По ряду морфолитологических и структурных признаков в пределах карбонатных шельфов О. М. Мкртчян [1980] выделяет внешние части с краевой рифовой зоной (или без неё), где развивались биогермные постройки, и внутренние, центральные части, отложения которых представлены нормально-слоистыми карбонатными породами, не содержащими органогенных построек. По наличию или отсутствию краевых рифовых зон различаются типы палеошельфов полного, нарушенного и неполного профиля (рис. 2.16).



Рис. 2.12. Схема размещения залежей нефти и газа в карбонатных комплексах верхнего девона – турне Волго-Уральской области. По [Мкртчян, 1980]

Зоны: А – осевая (остаточная) елховско-радаевская; Б – черепетско-кизеловская (а – верхнекизеловская); В – малевско-упинская; Г – верхнефаменско-заволжская (а – заволжская, б – данково-лебедевская); I – внешняя часть палеошельфа; Д – краевая барьерно-рифовая зона; II – внутренняя часть палеошельфа.

I – возраст отложений (цифры в кружках: 1 – мендымско-нижнефаменский, 2 – верхнефаменский, 3 – заволжский, 4 – малевско-упинский, 5 – черепетско-кизеловский).

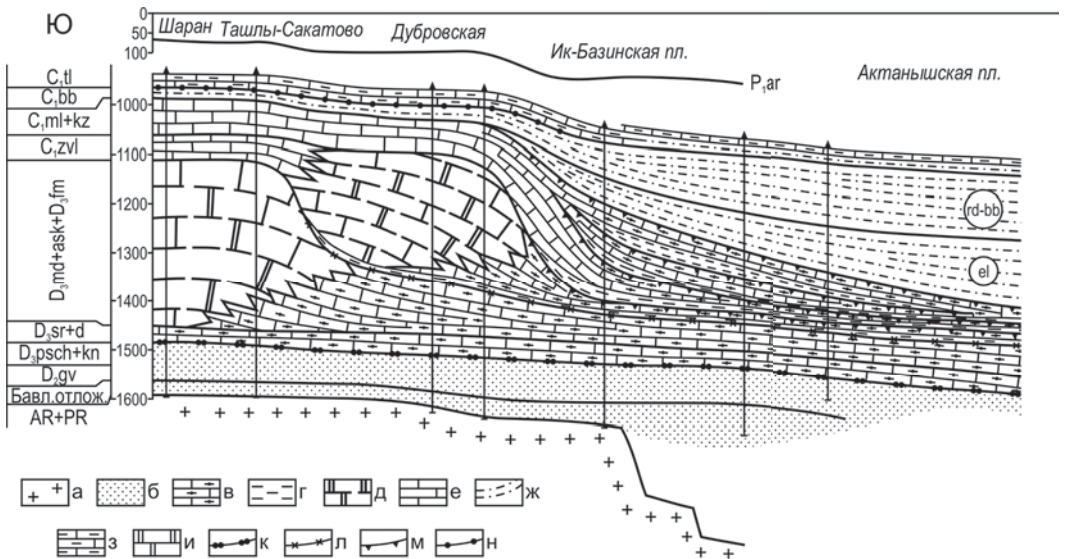
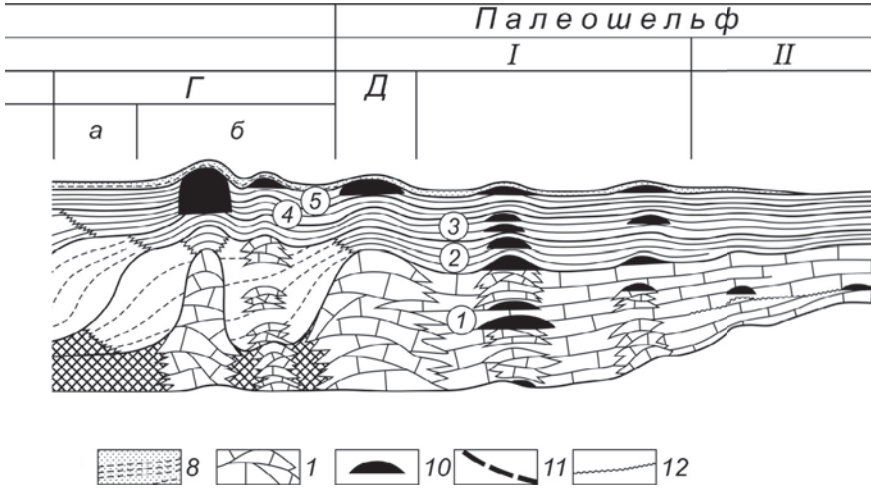
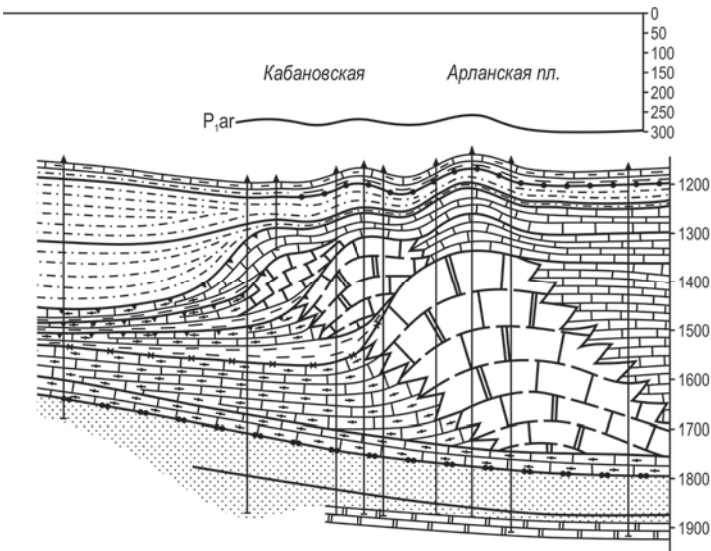


Рис. 2.13. Геолого-геофизический разрез через Актаныш-Чилиминскую верхнедевонско-турнейскую некомпенсированную депрессию Камско-Кинельской системы. По [Хатьянов, 1968]

а – кристаллический фундамент; б – нижний терригенный комплекс; в – отложения депрессионной (доманиковой) фации; г – глинистые отложения депрессионной фации; д – отложе-



Структурно-вещественные комплексы; региональные: 2 – биогермно-карбонатный мелководно-шельфовый мендымско-нижефаменский, 3 – карбонатный нормально-слоистый мелководно-шельфовый верхнефаменско-турнейский, 4 – депрессионный битуминозно-кремнисто-глинисто-карбонатный мендымско-турнейский; зональные: 5 – клиноформный карбонатный или карбонатно-терригенный верхнефаменско-заволжский, 6 – клиноформный карбонатный малевско-киселовский, 7 – клиноформный карбонатный или глинисто-карбонатный черепетско-киселовский, 8 – зональный терригенный елховско-радаевский; 9 – органогенные постройки; 10 – залежи нефти; 11 – взбросо-надвиг; 12 – поверхность размыва



ния рифовой фации; *е* – карбонатные отложения шельфовой фации; *жс* – терригенная толща нижнего карбона; *з* – глинистые известняки тульского горизонта; *и* – доломиты; *к* – опорный отражающий горизонт Д; *л* – промежуточный отражающий горизонт Т; *м* – промежуточные условные горизонты группы М; *н* – опорный отражающий горизонт У

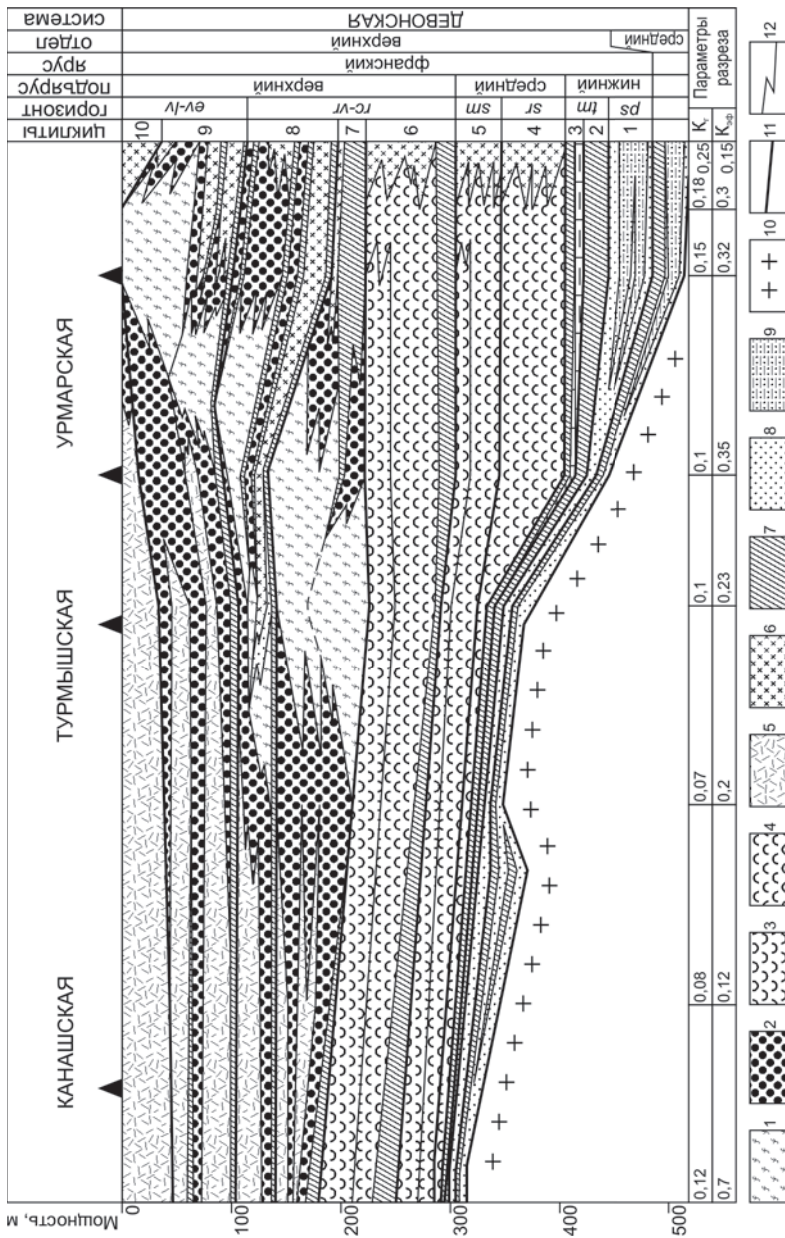


Рис. 2.14. Типовая модель франского карбонатного комплекса Токмовского свода.

Из [Фортунатова, Швец-Тэнэга-Гурий, 2001]

1–6 – генетические типы карбонатных отложений: 1 – рифовые, 2 – шлейфовые, 3–6 – плотные карбонаты; 3 – мелководного, 4 – глубоководного открытого шельфа, 5 – закрытого шельфа, 6 – склона бассейна; 7 – глины, глинистые известняки, мергели; 8 – песчаники; 9 – плотные песчаники и алевролиты; 10 –

породы фундамента; *I1, I2* – границы; *I1* – циклитов, *I2* – прочие. Горизонты: *ps* – пашийский, *tm* – тиманский, *st* – сартаевский, *sm* – семилукский, *se-vr* – речичий и воронежский, *ev-iv* – евлановский и ливенский. K_1 – коэффициент глинистости, равный отношению суммарной мощности глинистых пород в разрезе к общей мощности формации, $K_{сф}$ – коэффициент эффективности мощности, равный отношению суммарной мощности потенциальных пород коллекторов к общей мощности формации

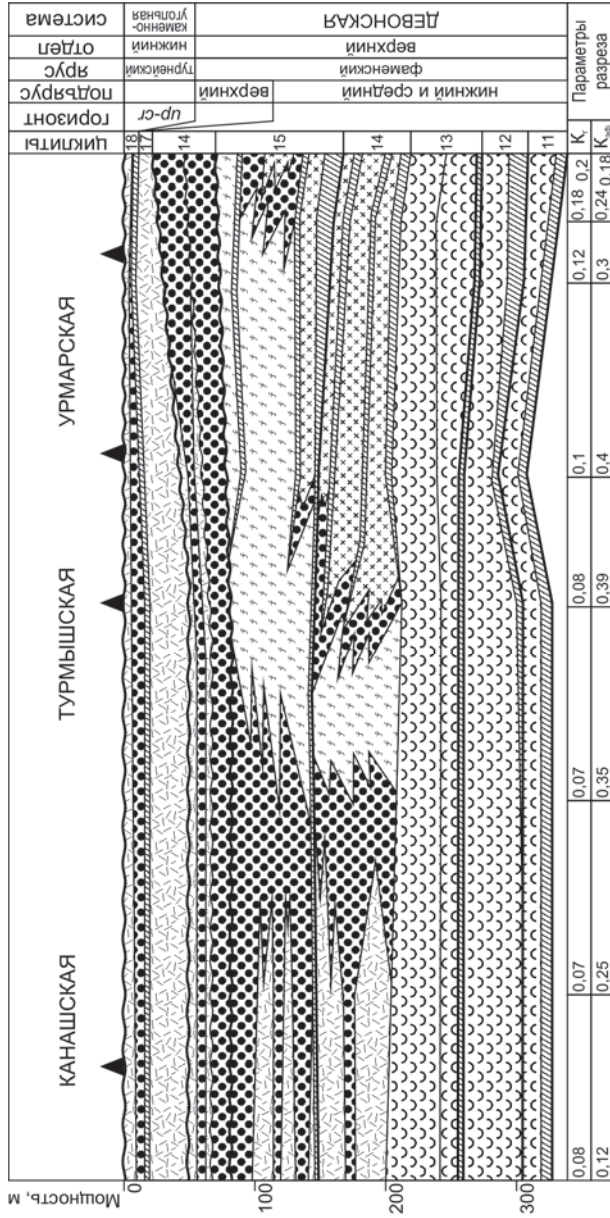


Рис. 2.15. Типовая модель фаменско-гурнейского карбонатного комплекса Токмовского свода. Из [Фортунатова, Швед-Гэнэта-Гурий, 2001]

Горизонты *ur* и *st* – упинский и черепетский. Усл. обозн. см. на рис. 2.14

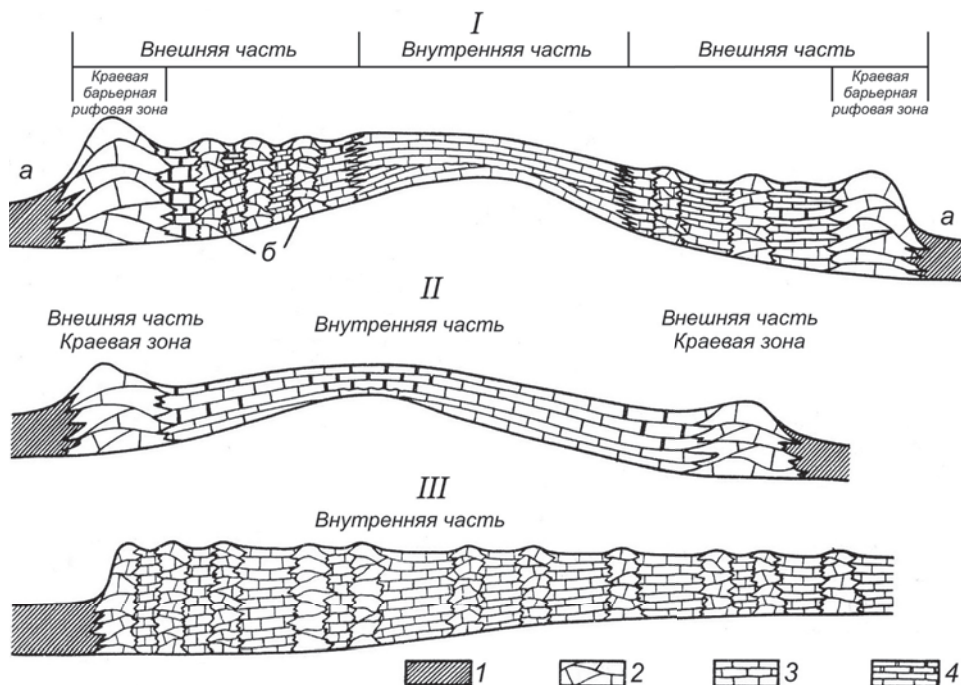


Рис. 2.16. Типы биогермно-карбонатных мендымско-нижефаменских шельфов (в разрезе). По [Мкртчян, 1980]

Отложения: 1 – депрессионные, доминиканского типа (*a* – некомпенсированный прогиб); 2 – биогермные (*b* – шельфовые биогермы); 3 – мелководно-шельфовые нормальнослоистые доломиты; 4 – известняки. Палеошельфы: I – полного, II – нарушенного и III – неполного профилей

Большая часть выявленных массивов контролирует залежи нефти в девонских и каменноугольных отложениях. По своей роли в нефтегазонакоплении они подразделяются на две группы: постройки, служащие вмещателем УВ и одновременно контролирующими залежи в перекрывающих отложениях; постройки, не содержащие УВ, но контролирующими залежи нефти в перекрывающих отложениях. Особенности избирательной приуроченности залежей зависят главным образом от характера соотношений построек с покрывающими и отчасти вмещающими структурно-вещественными комплексами. Установлено множество одиночных органических построек, содержащих высокопродуктивные промышленные скопления нефти непосредственно в рифогенных образованиях [Мкртчян, 1980].

Наиболее западные местонахождения верхнефранских рифогенных образований выделены И. А. Антроповым [1968, 1972] под названием Большой Волго-Вятский девонский барьерный риф (формация 18), представляющий собой редкую цепочку изолированных биогермных массивов, протянувшуюся в северо-западном направлении от г. Казань до верховьев р. Вятка. Восточнее полосы рифогенных образований располагаются кремнисто-карбонатно-глинистые отложения относительно более глубоководных впадин мощностью всего 20–25 м.

ПРИКАСПИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА

На территории Прикаспийской синеклизы, включающей одноименную впадину и ее ближайшее обрамление, рифовые формации распространены в среднедевонских, средне-верхнефранских, фаменско-турнейских, визейско-башкирских и нижнепермских карбонатных отложениях (табл. 2.2).

Первые рифовые формации установлены в обрамлении ПКВ в отложениях среднего девона. Они представлены карбонатной биостромно-биогермной формацией **19** эйфельского возраста и эйфельско-живетской терригенно-карбонатной биостромно-биогермной формацией **20**.

Формация **19** распространена на востоке Прикаспийского региона, в Оренбургской области [Геологическое строение ... , 1997]. Преобладание в разрезе биогермных строматопоровых, кораллово-строматопоровых известняков выявлено на территории, простирающейся от Зайкинско-Гаршинской зоны на западе до Предуральского прогиба на востоке. ОП приурочены к шельфовому карбонатному литолого-фациальному комплексу. Они образуют маломощные тела в виде плоских биостромов или малоамплитудных биогермов [Фролов и др., 2000]. Карбонатная биогермно-биостромная формация среднедевонского (мосоловско-старооскольского) возраста установлена также в Волгоградском Поволжье, где приурочена к выступам фундамента. Эйфельско-живетская биостромно-биогермная формация **20** выделяется в северо-западном сегменте Прикаспийского региона на склонах Пугачевского свода и Степновского вала [Рифогенные ... , 1990], а также в Гаршинско-Ольховско-Алябьевской зоне Оренбургской области [Геологическое строение ... , 1997].

Средне-позднефранский этап развития ПКВ характеризовался максимальной трансгрессией моря (рис. 2.17). Главной особенностью этого этапа является широкое развитие ОП разного типа: биостромов, биогермов, биогермных массивов, краевых и барьерных рифов. С учетом морфологического типа ОП, комплекса вмещающих литофаций, а также их возраста выделены четыре формации:

- среднефранская карбонатная биостромно-биогермная формация **21** – D_3f_2 ;
- верхнефранская терригенно-карбонатная формация биогермов и биогермных массивов **22** – D_3f_3 ;
- верхнефранская карбонатная формация биостромов, иловых холмов, биогермных массивов и краевых рифов **23** – D_3f_3 .

Максимальное развитие органогенных построек средне-позднефранского возраста связано с бортовыми и внутренними зонами Уметовско-Линевского, Перелюбско-Рубежинского, Колганско-Борисовского и Муханово-Ероховского палеопрогибов.

Среднефранская биостромно-биогермная формация **21** распространена в Уметовско-Линевском прогибе и Кудиновско-Романовской зоне Волгоградского Поволжья [Новиков и др., 1998]. Внутришельфовые ОП представлены водорослево-строматопоровыми биостромами и биогермами (Ключевской, Ковалевский, Антоновский, Новокочетковский и др.), из которых наиболее детально изучена Ключевская ОП. На Памятно-Савосской площади, приуроченной к поперечному структурному осложнению, делящему Уметовско-Линевский прогиб на Линевскую и Уметовскую мульды, под верхнефранским рифовым массивом, по сейсмическим данным, выделяется система среднефранских краевых одиночных ОП.

Таблица 2.2 Этапы карбонатакопления и рифогенные формации верхнего палеозоя Волгоградского Поволжья

Этап карбонатакопления	Рифогенная формация	Область распространения	Структурные подразделения осадочных пород чехла		
			Ком-плекс	Этаж	Подэтаж
Раннепермский	Гидрактиноидно-водорослевая барьерных рифов	Приобортовая ступень Прикаспийской впадины, Прикаспийская впадина	Среднефранко-нижнепермский	Нижнепермский	Ассельско-аргинский
Раннекамменноугольный	Уолсортских иловых холмов (куполов)	Приобортовая ступень Прикаспийской впадины		Нижнекамменноугольный	Визейский
Позднефаменский	Слоистых известняков с водорослевыми банками	Уметовско-Линевская депрессия, Каменско-Суводская приподнятая зона	Среднефранко-нижнепермский	Фаменский	Лебедянско-заволжский
Раннефаменский (елецкий)	Слоистых известняков с водорослево-строматопоратовыми биостромами, банками	Каменско-Суводская приподнятая зона, Арчедино-Дорожжинская и Уметовско-Линевская депрессия, Кудиново-Романовская приподнятая зона			Задонско-елецкий
Позднефранский (евлановско-ливенский)	Строматопоратово-водорослевая биогермных массивов, барьерных, краевых рифов, биостромов, иловых холмов	Арчедино-Дорожжинская и Уметовско-Линевская депрессии, Кудиново-Романовская приподнятая зона	Среднефранко-нижнепермский	Верхнефранский	Евлановско-ливенский
Позднефранский (петинско-воронежский)	Строматопоратово-водорослевых биогермов, массивов, биостромов	Кудиново-Романовская приподнятая зона, Уметовско-Линевская депрессия			Петинско-воронежский
Среднефранский (сартаевско-семилукский)	Водорослево-строматопоратовых биостромов, биогермов	Выступы фундамента Волгоградского Поволжья	Среднефранко-нижнепермский	Эйфельско-среднедевонский	Среднефранский
Среднедевонский (мосоловско-старососкольский)	Кораллово-строматопоратовых биогермов, биостромов				Эйфельско-среднедевонский

Верхнефранская терригенно-карбонатная формация **22** биогермов и биогермных массивов (петинско-воронежская) и верхнефранская карбонатная формация **23** биостромов, иловых холмов, биогермных массивов и краевых рифов (евлано-ливенская) распространены в Арчедино-Дорожкинской и Уметовско-Линевской депрессиях, Каменско-Суводской и Кудиновско-Романовской зонах Волгоградского Поволжья [Новиков и др., 1998]. Петинско-воронежская формация сложена строматопоро-во-водорослевыми биостромами и биогермными массивами среди известняков, вторичных доломитов с прослоями мергелей и песчаников. Евлано-ливенские ОП наиболее характерны для западной бортовой зоны Уметовско-Линевской депрессии. Здесь выделяются два основных типа ОП – краевые рифы и шельфовые биогермы. Среди шельфовых ОП распространены биогермы, а также ОП типа органогенных банок и карбонатных отмелей.

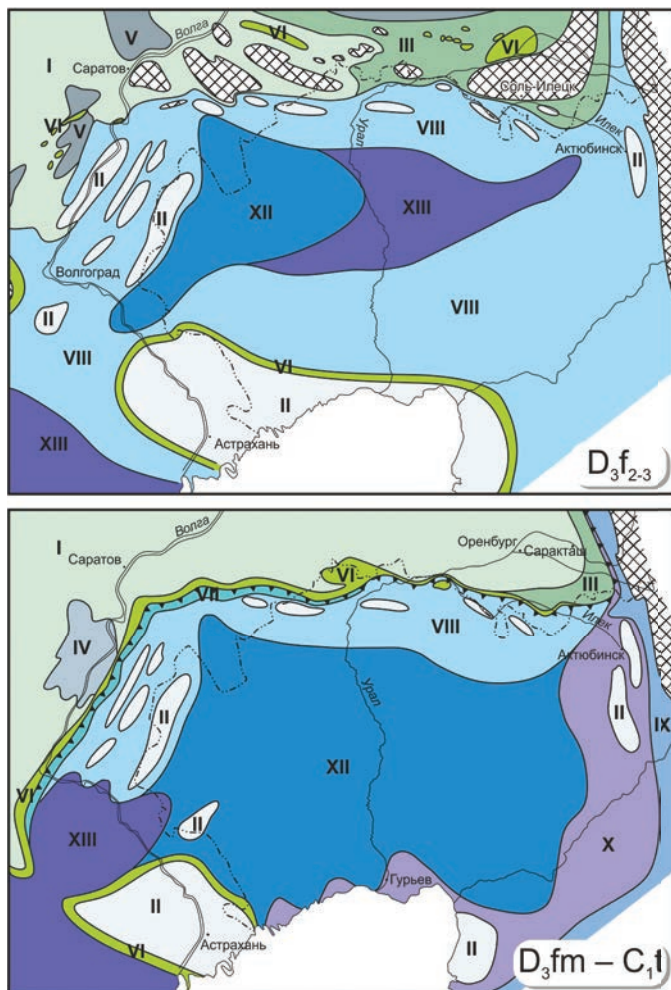
Отличительной чертой фаменско-турнейского этапа является формирование протяженной линейно вытянутой бортовой зоны Прикаспийской впадины в виде седиментационного уступа с барьерными рифами (рис. 2.17). Фаменско-турнейская рифовая карбонатная формация **24** выделяется вдоль северного обрамления ПКВ на площадях Волгоградского и Саратовского Поволжья и прослеживается восточнее [Рифогенные ... , 1990]. В фаменское время во внутренних частях сопряженного с ПКВ Уметовско-Линевского прогиба образуется биостромно-банковая формация **25** [Новиков и др., 1998].

Особенностью поздневизейско-раннебашкирского этапа развития ПКВ является формирование органогенных построек преимущественно барьерного типа вдоль бортовой зоны ПКВ, а также усиление биогермообразования по периферии крупных внутривпадинных карбонатных массивов (рис. 2.17). В бортовой зоне впадины выделены две формации: поздневизейско-раннебашкирская карбонатная биогермно-рифовая (**26**) и раннекаменноугольная (поздневизейская) карбонатная иловых холмов (**28**).

Формация **26** приурочена к северному и западному бортам ПКВ [Рифогенные ... , 1990]. Она полосовидная, шириной 2–5 км и мощностью от 500 до 800–900 м (южный склон Пугачевского свода), расположена на границе между мелководно-шельфовыми слоистыми известняками и глубоководными карбонатными отложениями. Формация **28** установлена на территории Волгоградского Поволжья и приурочена к прибортовой ступени ПКВ. ОП представлены иловыми холмами улсортского типа, сложенными полифитными известняками со строматактоидной текстурой [Новиков и др., 1998].

На внутривпадинных поднятиях рифогенные сооружения концентрируются по их периферийным участкам, образуя атоллвидные сооружения (Карачаганак), или слагают одиночные постройки в северо-западных и северо-восточных террасовидных осложнениях Астраханского свода. В пределах Астраханского свода выделена позднефранско-башкирская карбонатная биогермно-биостромная формация **27**, возраст которой уточнен по данным бурения скважины Девонская-2. Ранее ее возраст определялся как фаменский – раннебашкирский [Рифогенные ... , 1990].

В раннепермское время рифообразование было сосредоточено в северной бортовой части ПКВ, а также в пределах внутривпадинных поднятий (рис. 2.17).



Нижнепермская (ассельско-артинская) карбонатно-рифовая формация **29** образует основной бортовой уступ, выраженный по поверхности подсолевого палеозоя, с севера и запада обрамляющий ПКВ. Нижнепермская барьерно-рифовая зона протяженностью более 1000 км, шириной 3–5 км осложнена морфологически выраженным гребнем с амплитудой 150–200 м. Пермские рифы отличаются, как правило, значительной высотой (Совхозный 440 м) при сравнительно небольших линейных размерах — первые километры в поперечнике. В Волгоградской области ОП, приуроченные к бортовому уступу ПКВ, представлены биогермными массивами и барьерными рифами мощностью до 90 м [Новиков и др., 1998]. Они сложены остатками гидроактиноидных кишечнополостных, водорослей, мшанок, криноидей, фораминифер.

В Оренбургской области ОП приурочены к бортовым зонам Предуральского краевого прогиба и ПКВ [Геологическое строение ... , 1997]. В районе бортового уступа Предуральского прогиба полоса развития рифовой формации шириной 10–20 км тянется на 160 км при мощности 650–950 м.

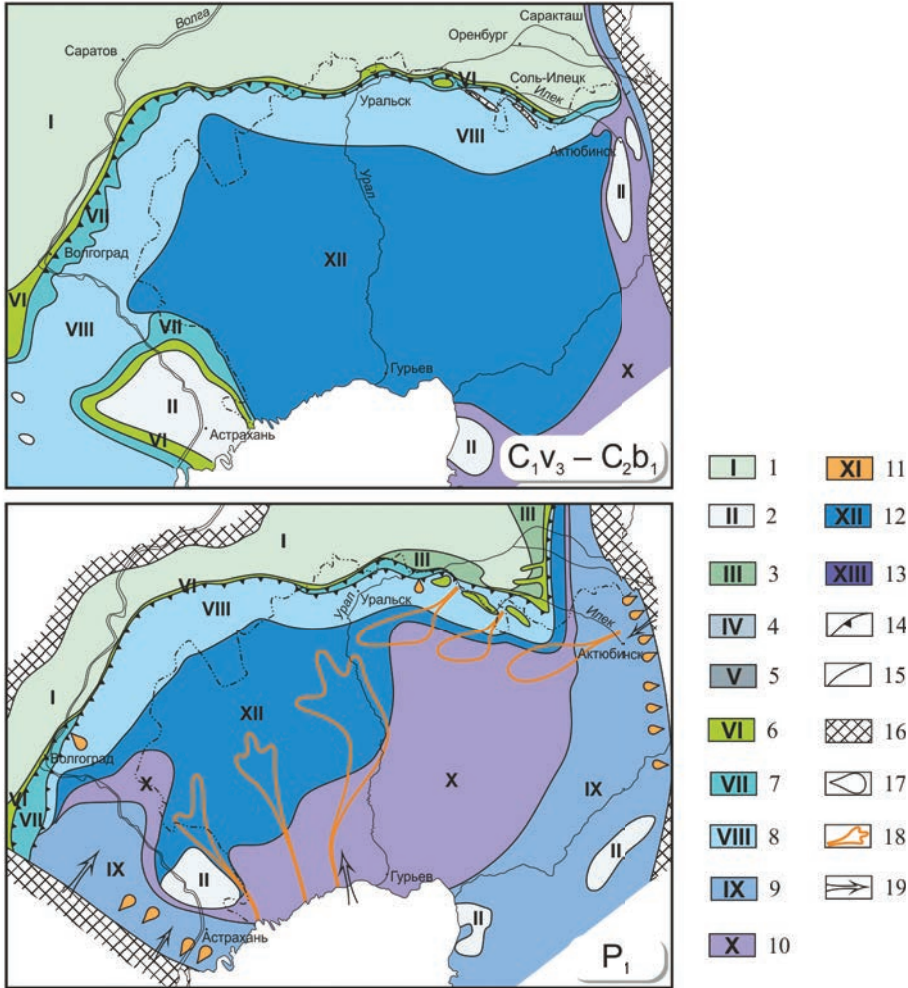


Рис. 2.17. Структурно-фациальные схемы Прикаспийской синеклизы для среднего – верхнего палеозоя (по материалам ФГУП «НВНИИГГ»)

Литогенетические типы отложений: 1 – карбонатные отложения мелководного шельфа, 2 – глинисто-карбонатные и карбонатные отложения внутрибассейновых карбонатных платформ, 3 – карбонатные и глинисто-карбонатные отложения шельфа, 4 – карбонатные и глинисто-мергелевые отложения толщи заполнения депрессий шельфа, 5 – глинисто-карбонатные отложения внутришельфовых некомпенсированных впадин, 6 – рифогенные отложения, 7 – обломочные и глинисто-карбонатные отложения карбонатных склонов, 8 – глинисто-карбонатные отложения глубоководного шельфа и континентального склона, 9 – терригенные дистальные турбидиты и кремнисто-глинистые отложения континентального подножия, 10 – терригенные (проксимальные турбидиты) и глинисто-карбонатные отложения континентального склона, 11 – обломочные терригенные и карбонатные конусы выноса, 12 – кремнисто-глинисто-карбонатные отложения глубоководной котловины, 13 – глинисто-кремнисто-карбонатные отложения глубоководной котловины; 14 – бортовой уступ; 15 – границы литолого-фациальных зон; 16 – зоны современного отсутствия отложений; 17 – тела конусов выноса; 18 – прогнозируемые тела конусов выноса, по данным Ю. А. Воложа; 19 – направление сноса обломочного материала

Ассельско-сакмарские биогермные породы представлены известняками преимущественно фузулинидово-мшанково-водорослевыми со строматолитовыми корками, а также палеонубекуляриево-мшанково-тубифитовыми с инкрустационными структурами. Артинские ОП сложены палеонубекуляриево-водорослевыми, палеоапличиновыми, мшанково-водорослевыми, онколитовыми и строматолитовыми известняками.

Полоса рифов северной бортовой зоны ПКВ в районе Саратовского Поволжья тянется на 80 км при ширине до 6 км.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

На Урале рифогенные комплексы широко развиты в палеозое. Они известны в пределах всех структурно-формационных мегазон (рис. 2.18): Предуральском прогибе, Бельско-Елецкой, Сакмаро-Лемвинской и Восточно-Уральской.

Наиболее древние, раннекембрийские рифогенные отложения распространены на Урале ограничено. Они известны в Сакмарском аллохтоне (терригенно-вулканогенная формация биогермных массивов 30) и на востоке Урала, вблизи г. Троицк (вулканогенно-терригенная формация биогермных массивов 31) [Рифогенные ... , 1990].

Ордовикские – пермские рифовые формации распространены гораздо шире кембрийских; особенности их строения и пространственной локализации существенно отличаются в разных структурно-формационных мегазонах Урала.

Бельско-Елецкая и Сакмаро-Лемвинская мегазоны

Бельско-Елецкая мегазона от ордовика до среднего девона включительно представляла собой арену рифообразования, интенсивность которого менялась от мелких изолированных построек в ордовике до крупных барьерных рифовых систем в верхнем силуре – среднем девоне. Рифогенные комплексы развивались по внешнему краю шельфовой ступени. Восточнее, в Сакмаро-Лемвинской мегазоне, они замещались терригенно-кремнистыми отложениями континентального склона и его подножий, на западе – мелководно-шельфовыми платформенными образованиями.

Выходы рифогенных формаций сохранились фрагментарно и представляют собой реликты первоначально целостных рифовых систем, протянувшихся меридионально более чем на 2000 км. Пространственно-изолированные выходы рифовых комплексов рассматриваются нами как отдельные рифовые формации, которые объединяются принадлежностью к единой системе рифообразования в условиях континентальной окраины. В целом для Бельско-Елецкой мегазоны характерен парагенез органогенных построек и разнофациальных шельфовых известняков.

Ордовикская карбонатно-рифовая формация 45 развита на Кожимском поперечном поднятии Приполярного Урала [Шуйский, Ключина, 1989; Антошкина, 2003]. Рифогенные фации прослеживаются с севера на юг от р. Кожим до р. Б. Косью и представлены массивными известняками мощностью до 120 м с прослоями гравелитов и конглобрекций.

Силурийские и ниже-среднедевонские карбонатно-рифовые комплексы (формация **46**) наиболее крупные и широко распространены. Рифообразование началось во второй половине лlandoверы и продолжалось до эйфеля. Раннедевонские рифовые системы – самые масштабные в среднем палеозое Урала и по своим литолого-палеоэкологическим характеристикам полнее всего отвечают понятию «риф» [Шуйский, 1973, 1989; Чувашов, Шуйский, 2003].

В позднем лlandoверы – раннем венлоке в Бельско-Елецкой зоне были распространены мелкие биогермы, биостромы, отдельные биогермные массивы, которые относятся к лоскутным рифам [Антошкина, 2003]. Поздний венлок и лудлов – первая эпоха широкого распространения рифов. Рифы, барьерные и окаймляющие, локализовались по окраинам материковых и островных шельфов. Новая фаза рифообразования начинается со второй половины пржидолия. Рифовые формации от верхов пржидолия до эйфеля по площади распространения превосходят силурийские. Главными строителями верхнесилурийских – среднедевонских рифов были водоросли зеленые, багряные, сине-зеленые (ренальцисы, параэпифитоны, сферокодиумы), гидроиды, строматопораты. Степень изученности рифогенных образований неравномерна. Основные исследования по верхнесилурийским и девонским рифовым системам принадлежат В. П. Шуйскому (1968, 1973, 1983, 1989), А. И. Антошкиной (2003), М. А. Шишкину (1986).

На Приполярном Урале в верховьях рек Лемва и Кожим выделяется верхнесилурийская (лудловская) карбонатно-рифовая формация **47**. Развивающиеся в краевой части шельфа рифы отличаются сложным строением и большими мощностями (450–550 м). Внутри рифогенной толщи на р. Кожим установлены фации рифового ядра, рифового плато и зарифового склона. Нижнедевонская формация **48** отделяется от лудловской слоистыми и брекчиевыми известняками пржидольского яруса. Наиболее интенсивный рост рифов относится к пражскому и раннеэмскому времени. На р. Лемва установлены фации рифового ядра, рифового плато и межрифовой лагуны.

На Северном Урале сохранились фрагменты карбонатных рифовых полосовидных формаций верхнего силура (лудлов) и нижнего девона (формация **49**). В верховьях р. Печора и бассейне р. Ильч обнажаются лудловские рифовые известняки – массивные, доломитизированные, с крупными инкрустациями. Вышележащие рифогенные известняки нижнего девона изучены недостаточно. В верховье р. Вишера протяженность полосы выходов рифогенных верхнесилурийско-нижнедевонских отложений 60 км (формация **50**), ширина 1–4 км. В основании рифовой формации нижнего девона залегают банковые нижнеохковские известняки. Пражско-нижнеэмские рифовые сооружения представлены массивными известняками с широко развитым кластическим материалом и обилием инкрустационных корок.

На Среднем Урале рифовая формация **51** силурийского возраста развита в пределах Уфимского амфитеатра. В северной его части известны верхнелlandoверийские рифовые известняки, в образовании которых значительную роль играют водоросли группы ренальцис-сферокодиум. Основные выходы верхневенлокско-нижнелудловской карбонатной рифовой формации находятся в центральной части амфитеатра, на правобережье р. Уфа. Входящая в ее состав Аракаевская ОП представляла собой окаймляющий риф со слабо развитой лагуной. Риф слагается тремя

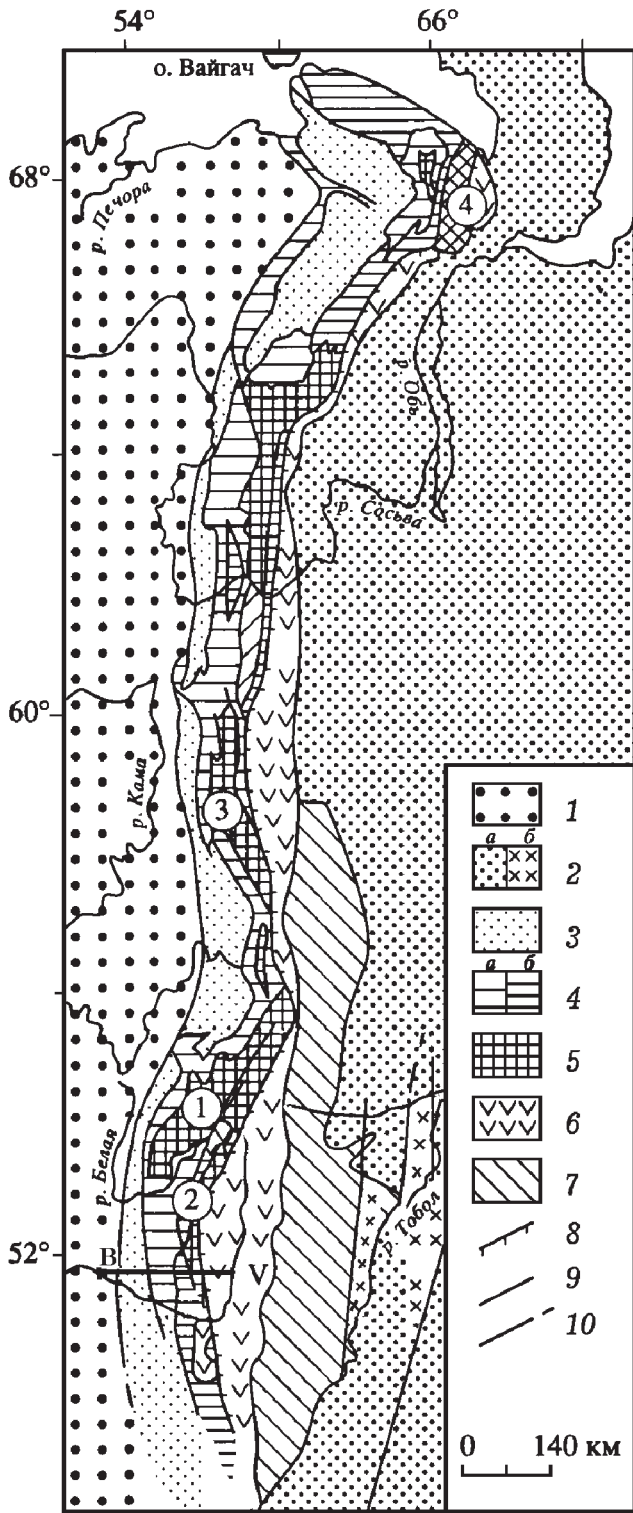


Рис. 2.18. Схема тектонического районирования Урала.

По [Пучков, 2000]

1 – отложения чехла Русской платформы; 2 – Западно-Сибирская плита: а – чехол, б – палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты; 3 – пермская моласса Предуральского краевого прогиба; 4 – Западно-Уральская мегазона: а – осадки Бельско-Елецкой зоны, б – Сакмаро-Лемвинской зоны; 5 – Центрально-Уральская мегазона (цифрами в кружках обозначены поднятия: 1 – Башкирское, 2 – Урал-Тау, 3 – Кваркушское, 4 – Харбейское); 6 – Тагило-Магнитогорская мегазона; 7 – Восточно-Уральская мегазона; 8 – Главный Уральский разлом; 9 – границы мегазон; 10 – разломы

ассоциациями организмов: водорослевой ренальцисово-эпифитоновой; водорослевой ротплетцеллово-везерделловой; фистулеллово-икелловой.

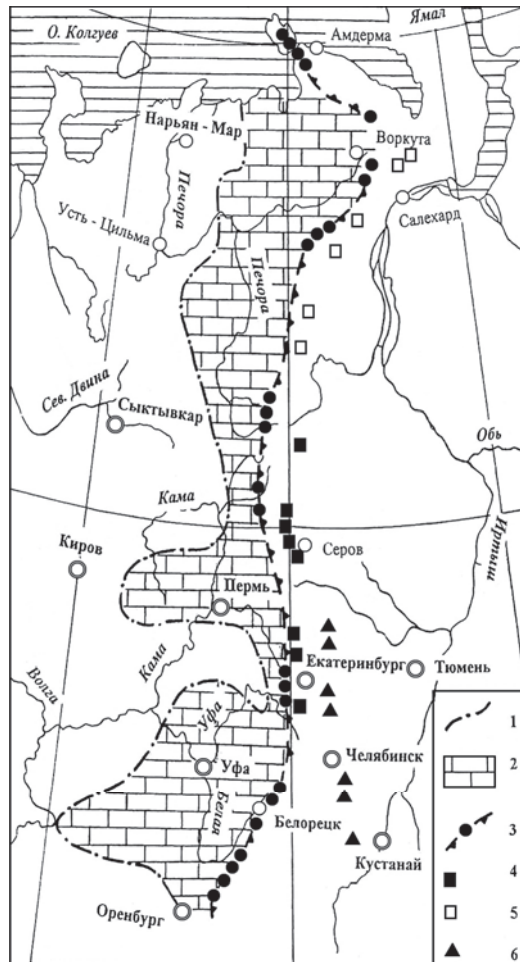
Новый этап интенсивного рифообразования наступил в конце позднего силура и продолжался до среднего девона (формация 52); отмечена постепенная миграция девонских рифов в сторону глубоководного бассейна [Живкович и др., 1985]. Карбонатно-рифовая полосовидная формация протяженностью 60 км и шириной 1–5 км распространена в Уфимском амфитеатре от г. Нязепетровск на юге до г. Нижние Серги на севере. В раннем – среднем девоне (лохков – ранний эйфель) рифовые комплексы приобрели барьерный характер; максимум рифообразования приходится на лохковско-пражское время [Шуйский, 1973; 1983].

На Южном Урале (реки Белая, Б. и М. Ик) развита карбонатная рифовая полосовидная формация 53 ранне-среднедевонского возраста (лохковский – начало эйфельского веков). В. П. Шуйский и В. П. Мухина [1968] объединили ее с одновозрастными рифовыми образованиями Среднего Урала в Сергинско-Бельско-Икский рифовый комплекс. Протяженность рифовых гряд 250 км, ширина выходов 1–2 км (рис. 2.19).

Рис. 2.19. Распределение рифовых построек в раннем девоне на территории восточной окраины Русской платформы и на восточном склоне Урала.

По [Шуйский, 1983] с изменениями и дополнениями

1 – западная граница карбонатной платформы на конец бийского времени (начало эйфельского века); 2 – бийская карбонатная платформа (эмс – начало эйфеля); 3 – рифовые постройки раннего девона, обрамляющие карбонатную платформу; 4 – раннедевонские постройки Петропавловской СФЗ; 5 – раннедевонские рифы; 6 – рифовые постройки восточнее Петропавловской СФЗ



С началом позднедевонской трансгрессии связана перестройка рельефа морского дна, которая привела к формированию системы поднятий и прогибов, определявших размещение органогенных построек на территории восточной части Восточно-Европейской платформы, Предуральяского прогиба и западного склона Урала. Этим временем датируется начало новой деструктивной стадии в эволюции континентальной окраины Уральского палеоокеана [Живкович и др., 1985].

Для позднего девона на западном склоне Урала выделены две карбонатно-рифовые формации, одна (55) характеризуется изолированным а вторая (54) атоллоидным типом ОП. Выходы первой известны на Южном Урале в бассейне рек М. Ик, Инзер, Аскын. Массивные известняки ассоциируют с детритовыми и обломочными, фациально замещаются глинистыми известняками мощностью до 70 м. На Среднем Урале наиболее ранние изолированные ОП установлены в Уфимском амфитеатре в саргаевском горизонте франского яруса [Чочиа, 1950; Чувашов и др., 2003]. На р. Ай они представлены массивными строматолитово-водорослевыми доломитизированными известняками мощностью до 45 м. На Каратауском поднятии [Чувашов, 1966], в верховьях р. Миньяр, известны органогенные постройки мендымского горизонта, образованные биоценозом брахиопод и ассоциацией водорослей родов *Shuguria*, *Izhella*, *Renalcis*, *Epiphyton*, ведущих свою историю еще с кембрия. Иногда в этой ассоциации заметное место занимают водоросли родов *Girvanella*, *Wetheredella* и *Rothpletzella*.

Верхнедевонская (франская) карбонатно-рифовая формация 54 с кольцевидным положением ОП установлена на Среднем Урале. В бассейне р. Чусовая Б. И. Чувашовым (1966) изучено атоллоидное сооружение с поперечником 100 км (рис. 2.20). Ширина цепочек водорослевых рифов достигает 20–30 км при мощности до 150 м. Внутри кольцевой



Рис. 2.20. Верхнедевонские рифы на р. Чусовая (Камень Столбы)

структуры размещаются внутрилагунные известняки, доломиты и ангидриты. Наиболее активными рифообразователями были сине-зеленые водоросли. Большое породообразующее значение имеют также стромаболиты в виде крупных (длиной до 2,5 м и толщиной 2 см) волнистых пластин. Местами встречаются многочисленные округлые онколиты диаметром до 10 см.

В конце турнейского века на Западном Урале и прилегающих районах платформы, как и раньше, существовала система широких поднятий и узких прогибов; на бортах некоторых из них формировались рифогенные образования.

На западном склоне Среднего и смежной части Северного Урала на протяжении 500 км фиксируются четыре крупных выхода верхнедевонских – нижнекаменноугольных рифогенных образований: биогермы и атолловидные рифы с поперечником 20–80 км и мощностью до 400 м (формация 56).

По данным А. А. Султанаева [1965], на западных склонах Южного и Среднего Урала известны единичные, разобщенные выходы рифогенных известняков ранне- и позднеурнейского возрастов (формация 57).

Со среднего визе началась структурная перестройка территории Урала. К позднему визе контрастные формы рельефа были сnivelированы. В результате трансгрессии почти на всей территории Урала, Зауралья и Предуралья образовался морской бассейн, соответствующий предорогеновым этапам развития Уральского палеоокеана. В позднем визе – серпухове накапливались преимущественно доломиты и мелководные детритовые известняки, широко распространились брахиоподовые банки, коралловые и водорослевые биогермы, а также единичные более крупные рифогенные массивы [Смирнов, 1957]. На западном склоне современного Урала находятся отдельные выходы органогенных массивов этого возраста (формация 58). В юго-восточной части Уфимского амфитеатра поздневизейские рифовые массивы известны как Злоказовские водорослевые рифы [Наливкин, 1949; Султанаев, 1965]. Здесь также развиты мощные, преимущественно водорослевые биостромы и небольшие рифовидные тела [Смирнов, 1957].

На Приполярном Урале (р. Б. Надота) вскрывается мощный (до 200 м) карбонатный комплекс, в нем установлены рифовые водорослевые известняки поздневизейского – раннесерпуховского возраста [Елисеев, 1977; Антошкина, 2003]. Серпуховские известняки рифового типа отмечены А. А. Султанаевым (1954) на Среднем и Северном Урале по р. Колва.

Самые восточные выходы верхнекаменноугольных рифогенных массивов в современном положении находятся на западных склонах Южного и Северного Урала. Необходимо обратить внимание, что структурное положение этих выходов во многом остаётся неясным, поскольку в позднем карбоне здесь предполагаются распространение суши и отсутствие бассейнов осадконакопления. Не исключено аллохтонное залегание верхнекаменноугольных рифовых массивов. Изолированные и пространственно разобщенные их выходы трассируются в виде субмеридиональной цепочки от р. Белая на юге [Султанаев, 1965] до верховьев р. Колва на севере. По данным М. Ф. Мирчинка и др. (1974), к верхнекаменноугольным относятся массивы западного склона Северного Урала (Расья, Сурья, Камень, Красный Камень, Орёл, Каран-Елганский), мощностью от 20 до 60 м при протяженности до 150–200 м.

Восточно-Уральская мегазона

Складчато-надвиговые структуры Восточно-Уральской мегазоны сложены преимущественно океаническими и островодужными формациями. Большая часть рифогенных образований приурочена к внутривулканическим поднятиям и островодужным системам, что предопределило их ассоциацию с вулканогенными и терригенно-вулканогенными комплексами.

Ордовикские рифогенные образования известны в Южном Зауралье. По К. С. Иванову, В. П. Шуйскому и др., они представлены массивными известняками мощностью 15 м, прослеженными на расстояние 100 м (формация **60**).

Органогенные постройки силура – среднего девона на восточном склоне Урала развиты несравненно меньше, чем на западном. Карбонатные отложения начинают играть заметную роль с венлока. Рифообразование приурочено к двум уровням: поздневенлокско-раннелудловскому и позднепржидольско-среднедевонскому. Основные области локализации рифов – Тагильская, Магнитогорская и Восточно-Уральская зоны.

Рифы Тагильской зоны изучались в связи с поисками бокситов, приуроченных к корам выветривания по рифовым известнякам [Воинов и др., 1980; Ерошевская и др., 1987]. Верхневенлокско-нижнелудловские рифы формации **61** развиты на западе этой зоны и прослеживаются с перерывами в 150 км при ширине 1–2 км, а отдельные выходы известны и севернее – в Северо-Уральском и Ивдельском районах, фрагментарно – в басс. р. Сев. Сосьва, а также в Щучьинском синклинии.

Верхнесилурийские (пржидольский ярус) – ниже-среднедевонские рифовые формации **62–65** принадлежат к Петропавловскому рифовому комплексу [Ерошевская и др., 1987; Шуйский, Мухина, 1968]. Наиболее широко они распространены в Тагильском синклинии, фрагментарно вскрываются в Хулгинском и Войкарском синклиниях, относительно более полно – в Щучьинском. В Тагильском синклинии рифы входят в состав бокситоносного комплекса и изучаются в связи с поисками и перспективной оценкой месторождений бокситов [Ерошевская и др., 1987]. Этот комплекс включает две рифовые формации: подрудную рифогенную и надрудную рифогенно-плитчатую, разделенные стратиграфическим перерывом, с которым было связано бокситообразование [Ерошевская и др., 1987]. Подрудная и надрудная формации имеют скользящие стратиграфические границы с наибольшим стратиграфическим объемом $S_2p-D_1^1$ и $D_1^2-D_2$. Максимальные мощности (1000 м для подрудной и 500–700 м для надрудной), а также более широкое распространение на площади (почти на 250 км вдоль Кумбинской зоны) характерны для формаций Петропавловской подзоны Сосьвинско-Петропавловской зоны. В более восточных зонах эти формации характеризуются меньшим стратиграфическим объемом ($D_1^2-D_2^1$ или $D_2^1-D_2^2$ для подрудной и $D_2^1-D_2^2$ для надрудной), меньшими мощностями (20–200 и 50–300 м) и более локальным распространением на площади.

Рифовая система верхнесилурийско-нижнедевонского возраста протяженностью 250 км формировалась в Петропавловской подзоне вдоль восточной окраины Кумбинской островной гряды (формация **62**). Установлена принадлежность их к береговым рифам с характерной зональностью (ядро

рифа, рифовое плато, склоны, подножие) и обилием органогенно-обломочных известняков. К востоку рифы замещаются вулканогенными (трахиандезит-базальтами) и осадочными породами. ОП изучены Н. Я. Анцыгиным в районе г. Североуральск. Наиболее древние ОП относятся к североуральскому горизонту пржидольского яруса силура. Рифогенный комплекс включает массивные фистулелловые и водорослевые известняки, содержащие также остатки брахиопод, табулятоморфных кораллов, криноидей. Нижнедевонские ОП в районе г. Североуральск приурочены к сарайнинскому и саумскому горизонтам лоховского яруса. Первые представлены мелководными карбонатными банками со следами частых размывов. Характерны многочисленные карбонатные брекчии, а также мощные пачки детритовых известняков с кораллами, криноидеями, выступающими в роли породообразователей. Для саумского горизонта типичны мощные водорослево-фистулелловые биостромы. Далее к югу нижнедевонские ОП изучались на реках Реж, Бобровка [Шуйский, Ширшова, 1991а, б].

В Юртищенско-Карпинской подзоне отмечается перемежаемость вулканогенных и рифовых фаций, в которых встречается и примесь вулканомиктового материала. Формация **63** вулканогенно-туфовая трахитовая с изолированными рифовыми массивами.

В Турьинской зоне ниже-среднедевонские рифогенные известняки приурочены к вулканическим грядам, где они развивались в форме изолированных береговых рифов и атоллов мощностью от 400 до 800 м. Формация **64** вулканогенно-терригенная (трахиандезит-базальтовая) с изолированными рифовыми массивами.

К северу от Ивдельского района среднедевонские рифовые формации **65** вскрываются фрагментарно по рекам Нахор, Иоутыня, Ятрий, Хальмер-Ю, Войкар. Рифогенные образования в ассоциациях с карбонатными отложениями формировались в трансгрессивную стадию развития бассейна, они перекрывают бокситовые залежи. Для них характерна фациальная изменчивость, отражающая расчлененность дорудного палеорельефа.

В западной части Магнитогорского синклинория и в Ирэндкском антиклинории выделяется ниже(лоховский ярус)-среднедевонская (эйфельский ярус) формация **66**, вулканогенная андезибазальтовая с изолированными кораллово-строматопоровыми биогермными массивами. Мощность отдельных массивов достигает 100 м, протяженность 500 м [Шуйский, Мухина, 1968]. Развивались они в мобильной обстановке вулканических островов и подводных поднятий.

В Восточно-Уральской зоне рифовые комплексы верхнего венлока и нижнего лудлова сохранились фрагментарно [Рифогенные ... , 1990]. Предполагается, что рифовые массивы формировались на узких шельфах вулканических островов в пределах островодужного комплекса, располагавшегося значительно восточнее Петропавловской структурно-фациальной зоны.

На Среднем Урале, по данным В. П. Шуйского и В. П. Мухиной [1968], выделяются вулканогенно-рифовые формации верхнего силура (пржидольский ярус) – нижнего девона (пражский ярус) **67** и среднего девона (эйфельский ярус) **68**, составляющие Синичихинско-Режевский рифовый комплекс. По данным Р. И. Ерошевской, на массивных известняках эйфельского яруса развиты маломощные бокситовые залежи, фиксирующие кору выветривания на локальных поднятиях.



Рис. 2.21. Рифовая строматолитовая постройка доманикового возраста на р. Ирбит у д. Писанец

Более молодые (раннеживетские) органогенные постройки изучены в Западных Мугоджарах (Казахстан) [Чувашов и др., 1998]. Здесь они приурочены к вулканическим поднятиям Базарсайской кальдеры и представлены небольшими биогермами, образованными известковистыми водорослями.

На восточном склоне Урала первые верхнедевонские ОП известны на уровне доманикового горизонта [Чувашов, Анфимов, 2008]. Одна из построек, Камень Писанец на р. Ирбит, сложена пластинчатыми строматолитами со своеобразной пятнистой вишнево-бурой окраской (рис. 2.21) вследствие деятельности бактерий [Mamet et al., 1997].

Наиболее изучены рифы, приуроченные к верхней части аскынского горизонта верхнего девона. Они установлены в Магнитогорской мегаструктуре и обнажены по берегам оз. Колтубан [Чувашов, Юферев, 1981]. Их постройки, образованные строматопороидеями, брахиоподами, мшанками, а главным образом известковыми водорослями *Girvanella*, *Izhella*, *Shuguria*, *Renalcis*, *Epiphyton* с участием рецептакулитов, вероятно, были распространены очень широко, поскольку их фрагменты в глыбовых и валунно-галечных брекчиях встречаются в фамене по всей территории мегаструктуры, а также в Мугоджарах.

На восточном склоне Среднего Урала позднефранские рифы известны на реках Исеть и Реж [Чувашов и др., 1997]. Исетская постройка отличается от Колтубанской составом водорослей, которые представлены ассоциацией *Girvanella* – *Coactilum* с редкими представителями родов *Renalcis*, *Izhella*, *Tubiphytes*, *Shuguria*. На р. Реж франская постройка, возможно, начинала свой рост на толще вулканогенных пород. Вверх по

разрезу риф перекрывается слоистыми известняками фаменского яруса. Рифоидные тела, образованные строматолитами и бактериальными пленками, вновь появляются в верхнем фамене [Анфимов, Чувашов, 2008]. Позднедевонские ОП, без сомнения, существуют и в более северных частях восточного склона Урала, на р. Северная Сосьва [Смирнов и др., 1997], но они изучены недостаточно. Некоторые различия в условиях образования верхнедевонских рифов восточного склона Среднего Урала отмечены ранее [Чувашов и др., 1997].

Рифогенные образования ранне-среднекаменноугольного возраста объединены в карбонатно-биогермную формацию **69**. С визейского века началась структурная перестройка территории, к позднему визе контрастные формы рельефа были сnivelированы. На восточном склоне Южного и Среднего Урала формация 69 распространена в крупных синклиорных структурах [Султанаев, 1965]. В более южных выходах, в южной и средней части Магнитогорского синклиория, преобладают органогенные постройки поздневизейского возраста, севернее располагаются более молодые постройки серпуховского и раннебашкирского возрастов. Примером поздневизейских органогенных массивов является Уйский рифовый массив, изученный А. А. Султанаевым [1957, 1965].

Предуральский краевой прогиб

В Предуральском краевом прогибе известны средне-верхнекаменноугольные, верхнекаменноугольно-нижнепермские и нижнепермские рифовые формации (РФ) (прил. 2.1). Общий стиль развития и пространственного их размещения на севере прогиба существенно отличается от размещения формаций на юге, граничащих с Восточно-Европейской платформой. На севере отсутствовали четко выраженные протяженные бортовые седиментационные уступы, благоприятные для рифообразования. Вследствие этого РФ не образуют непрерывных поясов. В целом сведения о РФ северной части Предуральского прогиба весьма ограничены. Выделяются РФ верхнекаменноугольно-нижнепермского и ассельско-сакмарского возрастов.

Верхнекаменноугольно-нижнепермская карбонатная формация **70** с изолированными рифовыми и биогермными массивами выделена по данным Д. В. Наливкина (1955), А. А. Султанаева (1965), М. Ф. Мирчинка и др. (1974), Ларионовой и др. (2002), А. И. Антошкиной (2003). Пространственно разобщённые изолированные рифовые тела залегают среди органогенно-обломочных слоистых известняков. Основными каркасостроителями являются филоидные водоросли, гидроактиноиды, мшанки, присутствуют также криноидеи, брахиоподы, кораллы. Органогенные постройки можно рассматривать в качестве биогермов и биогермных массивов.

Ассельско-сакмарская карбонатная формация биогермных массивов и биогермов **71** установлена в виде фрагментарных выходов в Косью-Роговской впадине от р. Колва на юге до р. Уса на севере и в пределах гряды Чернышёва. Для формации характерны водорослево-палеоаплизиновые биогермы и биогермные массивы мощностью от нескольких до 20–60 м. К этой же формации можно отнести рифогенную полосу на юге Верхнепечорской впадины, пространственно сопряжённую с разломом, ограничивающим зону уральских надвигов. На юге Косью-Роговской впадины,

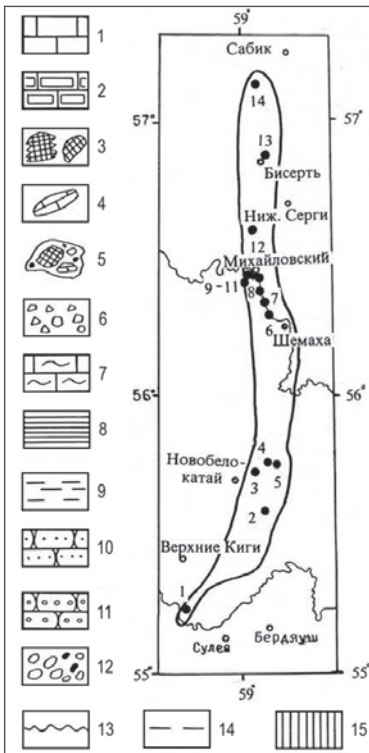
Рис. 2.22. Основные фациально-биомические зоны Приуральяского моря в ассельский век

А: I – грубообломочные околобереговые отложения большей частью с разрушенными, реже сохранившимися на месте образованиями; II – флишеидные песчано-глинистые с участием прослоев и пачек карбонатов отложения; III – депрессионные, маломощные глинисто-мергельно-кремнистые образования осевой части Предуральяского прогиба; IV – предрифовые отложения карбонатно-глинистые, иногда карбонатные глыбовые; V – рифовые постройки; VI – зарифовые карбонаты. Литология: 1 – конгломераты и гравелиты с глыбами известняков, в том числе рифовых; 2 – песчаники; 3 – аргиллиты и алевролиты, мергели, кремни; 4 – слоистые известняки; 5 – органогенные постройки.

Б: тот же профиль, построенный без искажения масштаба

в современных структурах Абезьской депрессии и Кочемской ступени (р. Косью на юге – р. Уса на севере) также установлены нижнепермские органогенные постройки [Ларионова и др., 2002].

Рифовые формации на юге Предуральяского прогиба имеют протяженность около 900 км вдоль восточной окраины Восточно-Европейской платформы. Формации полосовидной формы, одна полоса рифов была приближена к восточному борту Предуральяского прогиба, а другая фиксирует положение западной границы этой структуры (рис. 2.22, 2.23) [Чувашов, 2000]. Рифы восточной полосы встречаются в ассоциации с грубообломочными породами: песчаниками, гравелитами, конгломератами, глыбовыми карбонатными брекчиями и олистостромами. Они отнесены к двум формациям: карбонатно-рифовой и карбонатно-терригенной с биогермными массивами.



Среднекаменноугольно-нижнепермская (ассельская) карбонатно-рифовая формация 72 полосовидная, с изолированными массивами (Бухаровские рифы, C_2mc-P_1a), распространена в пределах Юрезано-Сылвенской впадины восточной части Предуральяского краевого прогиба, а появление их связано с начальной стадией его развития. Эти мшанково-палеоаплизинные рифы тянутся узкой полосой на 150 км вдоль восточной границы прогиба.

Рис. 2.23. Распространение органогенных построек в разрезах восточного обрамления Юрезано-Айской впадины Предуральяского прогиба (междуречье Ай и Бисерт)

1 – известняки детритовые слоистые; 2 – пелитоморфные известняки – микриты; 3 – органогенные постройки *in situ*; 4 – глыбы слоистых известняков; 5 – фрагменты разрушенных ОП; 6 – глыбовые брекчии; 7 – глинистые известняки и мергели; 8 – аргиллиты; 9 – алевролиты; 10 – песчаники; 11 – гравелиты; 12 – конгломераты из галек и валунов осадочных (светлые) и вулканогенных пород (темные); 13 – перерывы в осадконакоплении; 14 – условные границы; 15 – отсутствующий интервал разреза

Ассельская карбонатно-терригенная формация **74** с цепочкой биогермных массивов (Ураковские рифы P_{1a}) выделяется вблизи восточного борта Сылвенской впадины [Наливкин, 1949]. Рифовые тела слагаются водорослевыми и мшанковыми массивными известняками с терригенной примесью в периферийных частях. Судя по описанию, ураковские массивы могут рассматриваться в качестве биогермных.

Другая полоса ОП располагалась вдоль западной границы Предуральского прогиба. ОП приурочены к структуре передового вала – форбальджа [Чувашов, 2000б]. С востока на запад наблюдается последовательное омоложение рифовых формаций, обусловленное миграцией оси прогиба в этом же направлении. Наиболее доступный для его изучения участок, где можно проследить развитие органогенных построек от позднего карбона до кунгура, расположен в Бельской впадине между широтами г. Ишимбай на юге и пос. Красноустьинский на севере.

Краткие сводки по верхнекаменноугольным ОП, основанные на материалах многих исследователей, приведены А. А. Султанаевым [1965] и в работе М. Ф. Мирчинка и др. [1974]. По своим характеристикам органогенные массивы могут рассматриваться в качестве биогермных, но при этом не исключено и присутствие рифов (формация **73**). По данным И. И. Горского (1932), рифовые постройки не приурочены к определённому горизонту, а распространены по всей толще верхнего карбона. Полоса верхнекаменноугольных рифовых образований в целом располагается в 7–15 км восточнее более молодых пермских рифов. В более южных выходах Бельской впадины среди депрессионных отложений прогиба рифовые известняки верхнего карбона образуют небольшие изолированные массивы, располагающиеся на сводах растущих антиклиналей. Примером позднекаменноугольных рифов является ОП, названная Гора Воскресенка [Александров и др., 1975].

Нижнепермские рифовые формации установлены в Бельской, Юрезано-Сылвенской и Соликамской впадинах Предуральского краевого прогиба. В Бельской впадине присутствуют Ишимбаевские ассельско-артинские рифы. На юге Юрезано-Сылвенской впадины, в пределах Уфимского плато, распространены Дуванские ассельско-артинские рифы, которые на севере Сылвенской депрессии и в Колво-Вишерском крае Соликамской впадины имеют ассельский возраст. Особенностью западного борта Бельской впадины является доступность для изучения раннепермской рифовой зоны на расстоянии более 20 км к северу от г. Ишимбай, где она выведена на поверхность новейшими тектоническими движениями (рис. 2.24, 2.25). Рифовая зона здесь хорошо изучена также и глубоким поисковым бурением на нефть, начиная с конца тридцатых годов прошлого века. Материалы буровых работ обобщены в работах Д. Ф. Шамова [1968] и Д. М. Раузер-Черноусовой [1950]. Впервые эти образования были названы рифами Д. В. Наливкиным в путеводителе Геологического конгресса 1937 г. Раннепермские рифовые массивы образовались в результате жизнедеятельности бактерий, различных одноклеточных организмов, большой группы кишечнополостных, мшанок, брахиопод, водорослей.

Ассельско-сакмарско-артинская карбонатно-рифовая формация **75** полосовидная, барьерного типа (Ишимбаевские и Дуванские рифы $P_{1a-s-ar_1}$), распространена в Бельской, Юрезано-Сылвенской впадинах и в Колво-Вишерском крае, тянется в субмеридиональном направлении

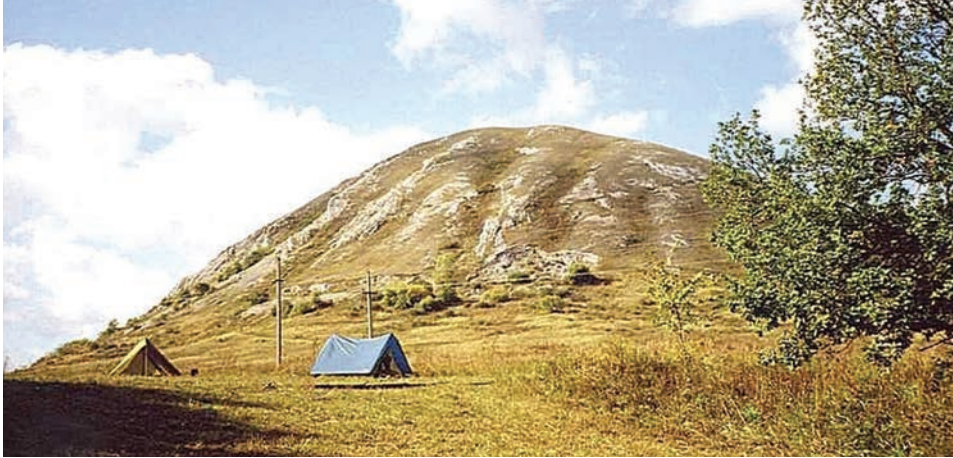


Рис. 2.24. Рифовый массив Тра-Тау

почти на 1200 км, повторяя контуры западной границы Предуральского прогиба. В палеогеографическом отношении полоса ОП представляла собой рифовый барьер, располагавшийся по краевому уступу на границе мелководно-шельфового платформенного бассейна и более глубоководной зоны Предуральского прогиба. В пределах впадин, разделённых в настоящее время приподнятыми тектоническими структурами, рифовые системы имеют различное строение, что определялось спецификой тектонического развития различных участков прогиба. На юге, в пределах Бельской впадины, рифовые системы (Ишимбаевские рифы) практически не смещались в западном направлении, в то время как в Юрезано-Сылвенской впадине отмечается последовательная миграция рифовых барьеров (Дуванские



Рис. 2.25. Рифовый массив Юрак-Тау

рифы) в сторону платформы на расстояние 15–25 км. Различается также состав перекрывающих отложений. В Бельской впадине (Башкирское Приуралье) они представлены соленосными толщами кунгурского яруса, в Юрезано-Сылвенской впадине (Уфимское плато) – это артинские мергельные и верхнеартинские мергельно-сланцевые отложения, на севере Сылвенской депрессии и в Колво-Вишерском крае – верхнеартинские песчано-сланцевые толщи [Мирчинк и др., 1974].

В Бельской впадине формация 75 образована цепочкой изолированных рифовых массивов, разделенных слоистыми карбонатными и глинисто-карбонатными породами. Всего выявлено 12 вскрытых массивов и более 40 погребенных (в большинстве нефтегазоносны) (рис. 2.26). Сложная картина внутреннего строения рифогенных массивов показана И. К. Королюк и др., (1970) на примере детального картирования вскрытого на поверхности массива Шах-Тау. Возраст формации соответствует ассельскому, сакмарскому (максимальное рифообразование), а также артинскому ярусам нижней перми [Шамов и др., 1968]. К западу образования рифовой формации замещаются платформенными слоистыми, преимущественно детритовыми известняками, на востоке карбонатно-глинистыми депрессионными отложениями (рис. 2.27).

В Юрезано-Сылвенской впадине ассельско-сакмарско-артинская рифовая формация (Дуванские рифы) тянется на 400 км вдоль западного борта Предуральского прогиба, продолжая к северу зону Ишимбаевских рифов Бельской впадины.

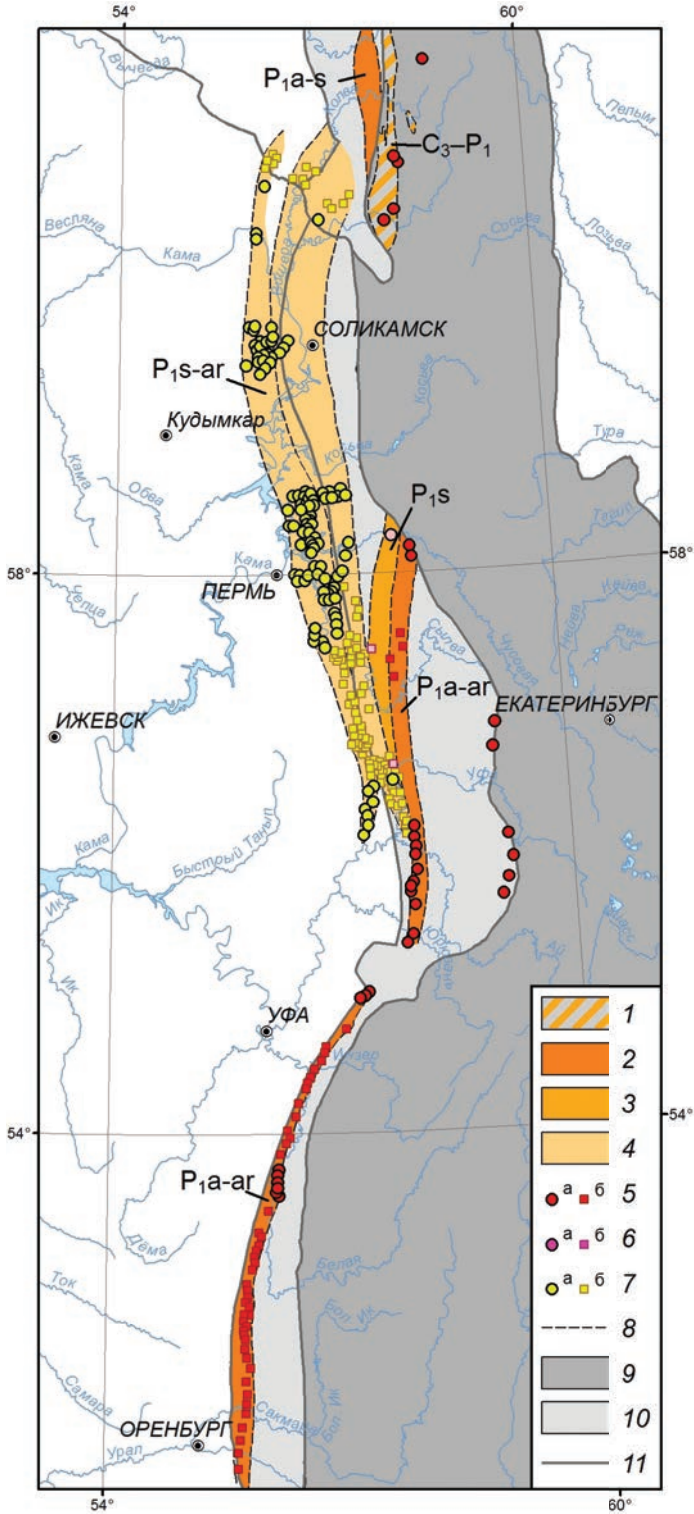
Сакмарско-артинская карбонатно-рифовая полосовидная формация 76 с изолированными рифами (Тулумбасовские рифы P_{1s-ar}) выделена в Юрезано-Сылвенской впадине по данным М. Ф. Мирчинка и др. [1974]. Имеющиеся сведения о ней весьма ограничены. Непосредственно к западу, в 3–12 км от барьерной полосы ассельско-сакмарско-артинских рифов, установлен артинский седиментационный уступ с амплитудой 300–400 м, приуроченный к зоне перехода от мелководно-карбонатных к глубоководным депрессионным отложениям. По мнению Д. Ф. Шамова (1969), в зоне седиментационного уступа имеются редкие изолированные рифовые массивы, разобщенные слоистыми карбонатными отложениями, иногда с мелкими биогермами и биостромами.

Формация 77 карбонатно-рифовая полосовидная артинского возраста распространена в Юрезано-Сылвинской, Соликамской впадинах и в пределах разделяющей их Косьвинско-Чусовской седловины, а также на Ксе-нофонтово-Колвинской седловине, расположенной на границе с Верхне-Печорской впадиной. Формация в виде полосы шириной до 40 км

Рис. 2.26. Схема расположения пермских рифовых массивов Предуральского прогиба.

По материалам [Мирчинк и др., 1974]

1–4 – области установленного и предполагаемого распространения разновозрастных рифовых массивов: 1 – позднекаменноугольно-раннепермского возраста (C_3-P_1), 2 – ассельско-сакмарско-артинского (P_{1a-ar}) и ассельско-сакмарского возрастов (P_{1a-s}), 3 – сакмарского возраста (P_{1s}), 4 – сакмарско-артинского и артинского возрастов (P_{1s-ar}); 5–7 – рифовые массивы (*a* – погребенные, *b* – обнаженные): 5 – ассельско-сакмарско-артинского возраста (ишимбаевские, дуванские, ураковские), 6 – сакмарского возраста (тулумбасовские), 7 – сакмарско-артинского возраста (актастинские, саргинские и сылвенские); 8 – границы областей распространения разновозрастных рифовых массивов; 9 – Уральская складчатая система; 10 – Предуральский прогиб; 11 – границы структурно-тектонических элементов



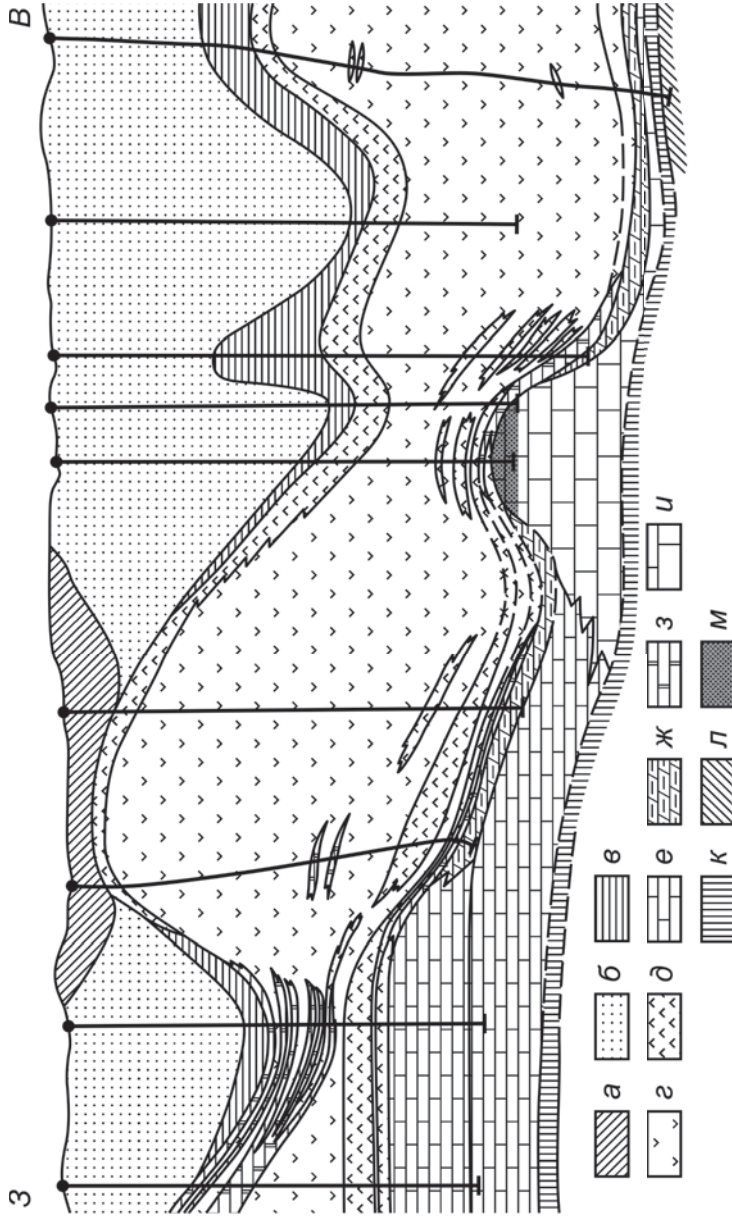


Рис. 2.27. Геологический разрез через западный борг Предуральского прогиба на широте Маячного рифового массива

a – трипичные отложения (глины, пески); *b* – уфимская свита верхней перми (песчаники, аргиллиты, алевролиты, конгломераты); *в* – переходная толща уфимской свиты (записованные песчаники и аргиллиты); *г, д* – кунгурский ярус нижней перми (*г* – соли, *д* – гипсы и ангидриты); *е, ж* – артинский ярус (*е* – слоистые известняки карбонатной платформ, *ж* – глинистые известняки и мертели депрессионные); *з* – сакмарский и ассельский ярусы, платформенная фация (слоистые известняки); *и* – сакмарский и ассельский ярусы, рифовая фация (массивные известняки); *к* – верхний карбон (известняки); *л* – средний карбон (известняки); *м* – газовая залежь

вытянута в субмеридиональном направлении на 500 км. Миграция западного борта Предуральского прогиба относительно полосы Дуванских рифов достигает 15–20 км.

Наиболее молодая верхнеартинская карбонатная формация **78** с биогермными массивами и биогермами (Сылвенские рифы P_{1ar_3}) приурочена к восточному краю ВЕП и прослежена на 650 км при ширине до 40 км вдоль западного борта Юрезано-Сылвенской и Соликамской впадин. В отличие от рифовых массивов Предуральского прогиба, платформенные органогенные постройки имеют преимущественно пластообразную форму, незначительные размеры (от 0,5 до 4 км в поперечнике) и мощность. По своим характеристикам принадлежат к биогермам и биогермным массивам.

ПАЙХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В раннем палеозое (кембрий – силур) западные и северные районы Новой Земли развивались как краевые прогибы каледонид, выполненные флишоидными и молассовыми формациями, в то время как южные и юго-восточные районы архипелага и западные площади Пай-Хоя входили в состав пассивной окраины Баренцевской и Печорской континентальных плит. С раннего девона развитие Новоземельской складчатой системы рассматривается в контексте эволюции Уральского палеоокеана. Рифовые формации характерны для следующих геодинамических обстановок: пассивной континентальной окраины (O–S), ранних стадий перикратонного рифтогенеза (D_{1-2}), для дивергентной (D_3 –C) и начальных фаз (C_2 – P_1) конвергентной стадий развития региона. Независимо от возраста органогенных построек и геодинамических обстановок все они занимают определенное географическое положение – на внешней границе шельфа в зоне сочленения с глубоководным бассейном (рис. 2.28).

Первые ОП появляются в среднем – позднем ордовике на о. Вайгач и в северной части Пай-Хоя [Опорный разрез ... , 1970; Шуйский, Калюжина, 1989; Антошкина, 2003]. В среднем ордовике они представлены мелкими изолированными иловыми куполами, кораллово-водорослевыми биогермами, а в позднем ордовике более крупными (до 80 м) фациально-дифференцированными кораллово-строматопорово-водорослевыми рифами и лагунными патч-рифами в парагенезе с отложениями неглубокого карбонатного шельфа (формация **32**).

Следующий этап рифообразования – поздний силур с окраинно-шельфовыми барьерными рифами, развитыми на севере Новой Земли (формация **33**), на востоке о. Вайгач и на Пай-Хое (формация **36**), а также кораллово-строматопоровыми биогермами и массивами в парагенезе с глинистыми известняками глубокого шельфа, распространенными на о. Вайгач (формации **34**, **35**). На севере Новой Земли (зал. Русская Гавань) лудловские водорослевые рифы вместе с вмещающими их известняками и доломитами выделены в самостоятельный Усачевский комплекс. Полоса выходов рифов прослеживается в субширотном направлении, трассируя структурную зону, отделяющую Северо-Новоземельский эпикаледонский прогиб от расположенной южнее эпибайкальской платформы. На юге Пайхойско-Новоземельской СС барьерные рифы приурочены к границе

Елецкой и Лемвинской СФЗ, при переходе от карбонатного шельфа к континентальному склону. На юго-востоке о. Вайгач рифовый комплекс устойчиво формируется с позднего силура (лудлова) до раннего девона (позднего эмса) [Патрунов, 1975; Шуйский, 1983]. На Пай-Хое отдельные выходы рифогенных водорослевых известняков лудловского возраста и генетически связанные с ними литофации известны на побережье прол. Югорский Шар [Шуйский, 1975], а также юго-восточнее на руч. Сезым-Юнко-Шор и р. Лядгей-Яга [Антошкина, 2003]. Внутришельфовые ОП, известные только на о. Вайгач, в отличие от окраинно-шельфовых рифовых комплексов, представлены мелкими кораллово-строматопоровыми биогермами, входящими в состав карбонатных отложений лудловского и пржидольского возрастов [Патрунов, 1975; Рифогенные ... , 1990].

Нижне-среднедевонские рифовые формации **38**, **39** широко распространены на архипелаге Новая Земля и известны на Пай-Хое и о. Вайгач. На архипелаге их образование связано с активизацией тектонических движений в позднелохковское время, которые обусловили образование в центральных районах Новой Земли иловой впадины; по ее краям и начинают формироваться кораллово-строматопоровые органогенные постройки. По мере расширения впадины в раннем (прага — эмс) — среднем девоне наблюдается миграция рифов в южном и западном направлениях. Ранне-среднедевонские органогенные постройки изучены на крайнем юге Новой Земли Д. К. Патруновым [Патрунов, 1975; Шуйский, Патрунов, 1991]. Здесь реконструируется рифовая платформа, во внутренней части которой формировалась карбонатно-биогермная формация, ограниченная на севере полосой краевых рифов. На западе Новой Земли такая же формация раннедевонского возраста прослежена вдоль зоны Главного Новоземельского разлома от губы Грибовой на юге до губы Машигина на севере. На юге архипелага (Черногубский рудный узел) карбонатно-биогермная формация раннего девона содержит проявления флюорита: Раковское, Черногубское и Циволькинское с суммарными ресурсами в 20 млн т [Геология ... , 2004]. На западном побережье она включает полиметаллические руды. Здесь выделяется Безымянинский полиметаллический узел с рядом рудных полей [Геология ... , 2004]. На юго-востоке о. Вайгач и на Пай-Хое ОП ранне-среднедевонского возраста, как и позднесилурийские, локализованы на границе между Елецкой и Лемвинской СФЗ. На о. Вайгач они представлены биокластовыми и биогермными фистулелловыми известняками, которые установлены также южнее на пайхойском побережье прол. Югорский Шар [Патрунов, 1975; Шуйский, 1973, 1975]. В юго-восточных районах Пай-Хоя рифогенные отложения верхнелохковско-эмского возраста образуют атолловидную структуру. К рифовым известнякам на Пай-Хое приурочены Сезымюнкошорское и Лядгейское проявления бокситов [Першина, Петров, 1974; О бокситоносности..., 1976].

Позднедевонские (франские) органогенные постройки ограниченно распространены на Новой Земле (формации **40** и **41**), о. Вайгач и Пай-Хое (формация **42**). На Новой Земле они образовались на стадии формирования окраинного осадочного бассейна и локализованы на внешнем крае карбонатного шельфа, граничащем с впадиной, выполненной доманикоидными и пелагическими радиоляриево-кремнистыми отложениями. ОП входят в состав карбонатно-банковой **40** и карбонатно-рифовой **41** формаций. Позднефранские органогенные банки установлены Е. П. Карноушенко на о. Вильяма, входящего в систему Горбовых островов севера Новой Зем-

ли (Бондарев и др., 1985). Они сложены водорослево-строматолитовыми известняками, чередующимися с массивными доломитизированными известняками с линзами пластинчатых строматолитов и водорослевых желваков, брахиоподовыми, гастроподовыми, пелелиподовыми ракушками. В фациальном отношении эти отложения интерпретируются как типичная органогенная банка — особый биотоп отмели шельфа. Рифовые отложения франского возраста известны также на южном острове Новой Земли в районе прол. Костин Шар [Соболев и др., 1985]. Здесь наблюдаются кораллово-криноидные биогермы мощностью до 100 м и продукты их разрушения — брахиоподово-ругозово-криноидные грейстоуны и карбонатные брекчии. На о. Вайгач и Пай-Хое среднефранские органогенные постройки представлены брахиоподовыми и кораллово-строматопоровыми банками и биогермами, а верхнефранские — водорослевыми биогермами [Антошкина, 2003].

Раннекаменноугольные (поздневизейско-серпуховские) рифы (формация 43) широко распространены на Новой Земле. Повсеместно они приурочены к бровке карбонатного палеошельфа, переходящего в глубоководный прогиб. На побережье проливов Карские Ворота и Костин Шар выделяется субширотный пояс развития фациально-дифференцированных известково-водорослевых построек. Их ядра сложены массивными известняками с многочисленными фенестами; гребень слагают слоистые водорослевые известняки. Характерны хорошо развитые шлейфы из гравелито-глыбовых брекчий. Биогермы и шлейфы обломочных пород содержат многочисленные проявления битумов, которые локализованы в кавернах, порах и развиты по густой сети трещин. В Костиншарском районе с ними связаны месторождения ванадиеносных асфальтитов. Полоса развития рифов прослеживается на Пай-Хое, где известны выходы верхневизейско-серпуховских отложений [Семенов, 2000]. Ранне-среднекаменноугольные органогенные постройки встречаются также на северо-западе Новой Земли в районе Горбовых островов и губы Архангельская, где выделены в местной стратиграфической схеме как Горбовский рифовый комплекс (Бондарев и др., 1985). Наиболее полно образования горбовского комплекса представлены на о. Берха, где они слагают рифовый массив протяженностью 15 км при ширине 2—5 км и высоте около 300—400 м. По данным Д. К. Патрунова, в составе комплекса выделяются верхний риф или краевая рифовая равнина, рифовый уступ с каньонами, предрифовый склон и его подножие. Рифовый уступ включает предрифовые водорослевые постройки, рифовую стену и рифовую осыпь. Фации рифовой стены определяются сочетанием водорослевых карбонатов и аллохтонным известняковым материалом. Обвальные фации тесно ассоциируются с известняками рифовой стены. Они включают карбонатные песчаники и гравелиты с градационной слоистостью и скоплением угловатых литокластов валунно-галечной размерности, которые также входят в состав блоков до нескольких метров в поперечнике. Предрифовые склоновые фации представлены горизонтально-слоистыми и массивными известняками, сформировавшимися в течение склоновой акреции. Среди них наиболее характерны литобиокластические пакстоуны и грейнстоуны, местами переходящие в рудстоуны и фреймстоуны, а также водорослевые баундстоуны со смешанным биокластическим материалом. Развитие рифового массива завершается в начале среднего карбона его разрушением и трансформацией в мелководье с отдельными ругозовыми биогермами, залегающими среди битуминозных биокластических

калькаренитов и кальцигравелитов. На о. Берха рифовые известняки содержат проявление флюорита, которое по своим параметрам соответствует среднему месторождению (600 тыс. т) [Геология ... , 2004].

Процессы рифообразования на Новой Земле завершаются в позднекаменноугольное время образованием карбонатно-биогермной формации **44**. Органогенные постройки представлены биогермами, каркас которых сложен остатками фенестеллоидных мшанок, филлоидных водорослей и палеоаплизин. Также довольно широко распространены бактериальные пленки, обрастающие колонии мшанок и водорослевые слоевища. По латерали постройки замещаются скелетно-детритовыми (мшанково-фораминиферовыми, водорослево-мшанковыми) илово-зернистыми известняками [Чувашов, Матвеев, 2002].

СКИФСКО-ТУРАНСКАЯ ПЛАТФОРМА И СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

На Скифско-Туранской платформе и в пределах кавказской ветви Крымско-Кавказской складчатой системы Средиземноморского подвижного пояса развиты мезозойские и кайнозойские рифовые формации. Их образование связано с бассейнами разного геодинамического типа.

Наиболее древние триасовые рифовые формации вскрыты бурением в пределах Скифско-Туранской платформы (Восточное Предкавказье) и выделяются в северо-западных отрогах Скалистого хребта Большого Кавказа [Рифогенные ... , 1990]. В Восточном Предкавказье распространены водорослевые биогермные массивы мощностью до первых сотен метров и в поперечнике до нескольких километров. На Кавказе рифовая формация **105** является частью тафрогенного комплекса, выполняющего наложенный на герцинское основание прогиб, тяготеющий к продольному Пшекиш-Тырныаузскому разлому – пограничной структуре между альпийским флишевым прогибом и выступом гранитизированного герцинского фундамента. Формация представлена карбонатной толщей с цепочками водорослево-кораллово-губковых барьерных рифовых и биогермных массивов, которые в виде узкой полосы располагались на внешнем крае шельфа, сопровождаясь шлейфом обломочных известняков среди флишевых отложений.

Гораздо шире распространены верхнеюрские рифовые формации. Их формирование связано с образованием Большекавказского окраинного моря Неотетис, отделенного от Малокавказской его ветви Закавказским микроконтинентом. Различаются два типа рифовых формаций: первый приурочен к вулканической дуге, ограничивающей Большекавказский бассейн на севере; второй – барьерно-рифовый окраинно-шельфовый, который прослеживается вдоль южной окраины Скифско-Туранской платформы от Крыма до Каспия.

В северо-западных отрогах Большого Кавказа распространена рифовая формация **106** оксфорд-титонского возраста. Обнаженная юго-восточная ее часть Лагонакский рифовый комплекс – один из хорошо изученных на территории России [Рифогенные ... , 1990]. Он окаймляет с востока и севера Новороссийский флишевый прогиб и контролируется конседиментационными разломами по его окраинам: Ахтырской шовной зоной на севере и Цицинско-Курджипской поперечной зоной на востоке. Предполагаются

распространение погруженной рифовой формации вдоль Ахтырской шовной зоны к западу и соединение ее через Керченский полуостров с барьерной рифовой зоной Горного Крыма [Рифогенные ... , 1990].

По северному склону Скалистого хребта в междуречье Кубань – Белая обособляется оксфорд-кимериджская карбонатная рифовая формация **107**. Биогермные массивы (Ахмет-гора, Герпегем, Шаханы, гора Круглая и др.) мощностью от первых десятков до 160 м и в поперечнике сотни метров – первые километры образуют цепочку протяженностью 150 км. Ширина распространения формации вглубь Восточно-Кубанской впадины, по данным бурения, оценивается в 50–70 км.

На центральном отрезке Скалистого хребта в междуречье Чегем – Асса прослеживается полоса протяженностью 200 км и шириной до 10 км известняково-доломитовой рифовой формации **108** оксфордско-титонского возраста. В ней выделяются три уровня рифообразования: нижний, наиболее интенсивный (оксфорд – ранний кимеридж), средний (поздний кимеридж – ранний титон) и верхний (средний – поздний титон). В пределах каждого уровня в основании массивов залегают маломощные губково-водорослевые биостромы и биогермы, переходящие вверх в мощные дифференцированные водорослево-коралловые массивы доломитизированных известняков. Чегем-Ассинская полоса рифов приурочена к Владикавказскому разлому, отделявшему южный край Терско-Каспийского прогиба платформы от юго-восточного окончания мегантиклинория Центрального Кавказа.

Шахдаг-Бешбармакская зона представляет собой восточное окончание северной полосы верхнеюрских барьерных рифов Большого Кавказа и отделена от Чегем-Ассинской зоны обширной областью Известнякового Дагестана, сложенной сульфатно-глинисто-карбонатными отложениями внутреннего шельфа (верхняя юра – нижний мел). Верхнеюрская карбонатно-рифовая формация **109** включает крупные, предположительно рифовые массивы Шахдаг, Кызылкая, Бешбармак, Сухюб и др., которые выступают в виде цепочки известняковых гряд протяженностью более 60 км в юго-восточной части Бокового хребта.

Ахцу-Бзыбская зона верхнеюрских барьерных рифов (формация **110**) Большого Кавказа мощностью 1000–1200 м и протяженностью 90 км расположена на южном склоне его северо-западных отрогов. Рифовые массивы Ахцу, Псоу, Ахаг, Пшегишва образуют полосу шириной от 5 до 30 км северо-западного простираения, отделяющую позднеюрский Абхазский палеозалив (внутренний шельф) от Новороссийского флишевого прогиба.

В отрогах Рачинского хребта (бассейн р. Риони) обособляется одноименный залив позднеюрского моря – в современной структуре широтная синклиналь. С запада на восток в ней выделен ряд фациальных зон: прибрежная лагуна, полуизолированный морской залив с терригенно-известняковыми осадками и органогенными постройками, рифовая зона, предрифовый склон и глубоководный прогиб. Карбонатно-рифовая формация **111** прослежена на расстоянии 80 км при ширине от нескольких до 20 км. Рифовые массивы Квацixe, Часавали-Хох, Валуанта и др. имеют мощность до 200 м при ширине в сотни метров и протяженность вдоль барьерной зоны первые километры. К западу от барьерной зоны мощность рифовой формации быстро уменьшается, меняются тип и размеры органогенных построек. Здесь преобладают биогермные и биостромные массивы

мощностью в десятки метров. Среди них выделяется атолл Корта-Схиери мощностью 80 м, в поперечнике 6 км. К юго-востоку от Рачинского залива полоса барьерных рифов прослеживается вдоль южного края Чиауро-Диббарского флишевого прогиба в виде цепочки эрозийных останцов в надвиговой зоне позднеогенового возраста. Рифовые массивы этой зоны Араниси, Жинвали, Кох, Два Брата и др. находятся в аллохтонном залегании.

Кайнозойские рифовые формации ограниченно распространены в пределах российской части Кавказской складчатой системы. Миоценовая карбонатно-терригенная формация **112** биогермов и биогермных массивов занимает восточную часть Керченского и западный край Таманского полуостровов, участвуя в строении Индоло-Кубанского орогенного прогиба [Рифогенные ... , 1990]. В разрезе формации имеются три уровня с органогенными постройками. Первый – средний миоцен, караганский горизонт: биогермы полусферические и караваеобразные строматолитовые высотой 0,2–1,0 м. Затем среднесарматский подъярус: «винкуляриевые рифы» – округлые и столбообразные биогермы высотой первые метры – первые десятки метров. Наконец, верхний сармат – низы мэотиса: «мембранипоровые рифы» – простые и сложные биогермы, биогермные массивы мощностью до 30 м. Палеотектоническое положение формации контролировалось поперечным Керченско-Таманским прогибом.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сведения о распространении рифогенных отложений в пределах Западно-Сибирской платформы весьма ограничены. Они получены на основании глубокого бурения на ряде поисковых площадей и интерпретации сейсмических материалов [Чувашов и др., 1985; Краснов и др., 1986; Воронцов и др., 1998; Конторович и др., 2006; Исаев, 2011]. Развитие органогенных построек прогнозируется для кембрия, девона и карбона.

Кембрийская рифовая формация **146** распространена в Предбенейском осадочном бассейне на юго-востоке Западной Сибири [Конторович и др., 2006]. Этот регион является частью осадочного бассейна Сибирской платформы и описан ниже в соответствующем разделе.

Более достоверна информация по девонским рифам. Полоса развития органогенных построек намечается вдоль западной окраины Сибирского континента. Наиболее изучены средне-верхнедевонские рифовые комплексы на юго-востоке Западно-Сибирской платформы в пределах Нюрольской впадины (формация **96**) [Краснов и др., 1986]. Здесь, по данным Л. С. Ратанова, существовала карбонатная платформа, расчлененная депрессиями. В качестве ее аналогов рассматриваются девонско-каменноугольные бассейны Камско-Кинельской системы прогибов Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской плиты [Краснов и др., 1984]. Для платформы, наряду с поясами окаймляющих рифов, прогнозируется развитие изолированных крупных органогенных построек. Примером последних является Малоичский риф – овальная атоллвидная постройка (рис. 2.29) [Краснов и др., 1984; Чувашов и др., 1985; Рифогенные ... , 1990]. В Томской области (междуречье Чузика и Васюгана) для среднего палеозоя реконструируется система карбонатных банок, наиболее изучена Чижапская (рис. 2.30) [Краснов и др., 1990], которая образована

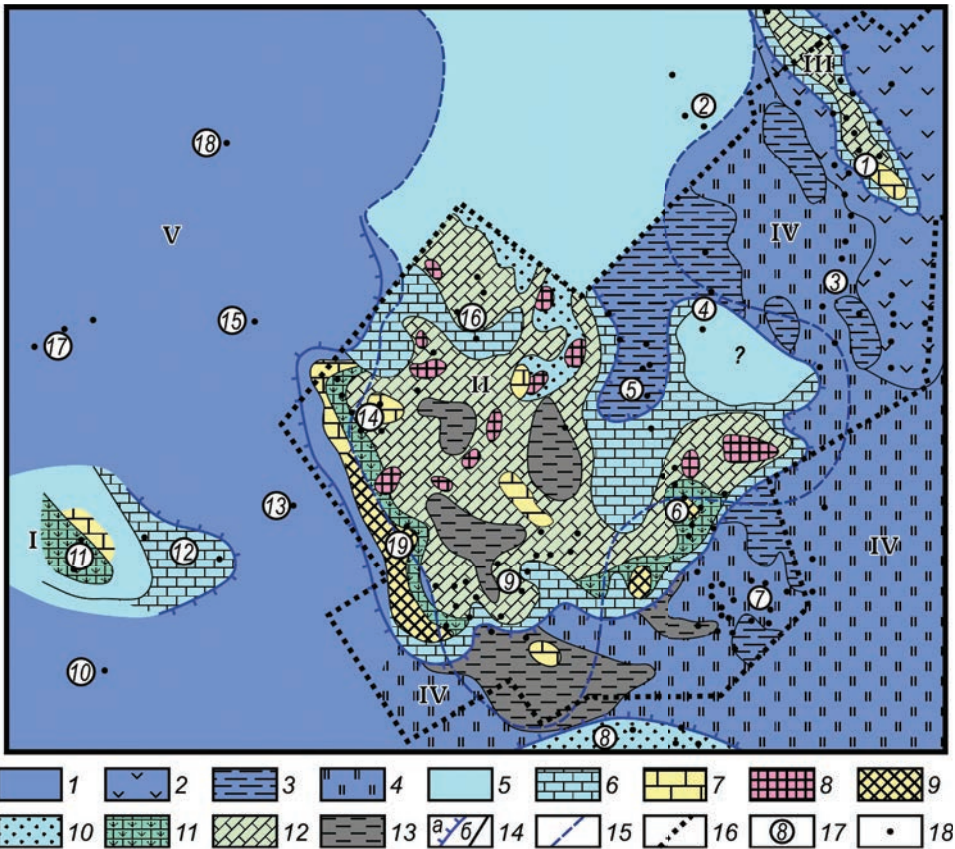


Рис. 2.29. Схема размещения литофаций на поверхности палеозоя в междуречье Чузика и Васюгана. По [Краснов и др., 1990]

I – бассейновый литофациальный комплекс; литофации: 2 – кремнисто-карбонатно-вулканогенные, 3 – глинисто-карбонатные, 4 – глинисто-карбонатно-кремнистые, 5 – отмельный литофациальный комплекс; литофации: 6 – детритовые известняки склонов, 7 – органогенные постройки на поверхности палеозоя (по данным КМПВ и гравиразведки), 8 – органогенные постройки, не выходящие на поверхность палеозоя (по данным гравиразведки), 9 – органогенные постройки на поверхности палеозоя (по данным фациального анализа), 10 – межрифовые обломочные известняки, 11 – амфипоровые известняки, 12 – пеллоидно-фораминиферовые известняки внутренней лагуны, 13 – аргиллиты, глинистые известняки перекрывающего комплекса; 14 – границы, по данным фациального анализа: *a* – отмельной зоны, *б* – литофаций; 15 – граница отмельной зоны, по аэромагнитным данным; 16 – контуры района высокоточных геофизических работ; 17 – разведочные площади (1 – Северо-Останинская, 2 – Сельвейкинская, 3 – Останинская, 4 – Западно-Останинская, 5 – Герасимовская, 6 – Северо-Калиновская, 7 – Калиновская, 8 – Южно-Табанганская, 9 – Нижнетабаганская, 10 – Лосинская, 11 – Еллей-Игайская, 12 – Водораздельная, 13 – Южно-Урманская, 14 – Урманская, 15 – Северо-Урманская, 16 – Тамбаевская, 17 – Чагвинская, 18 – Нюльгинская, 19 – Арчинская); 18 – скважины. Карбонатные банки: I – Еллей-Игайская, II – Чижапская, III – Северо-Останинская. Прогибы: IV – Калиново-Останинский, V – Чагвинско-Водораздельный

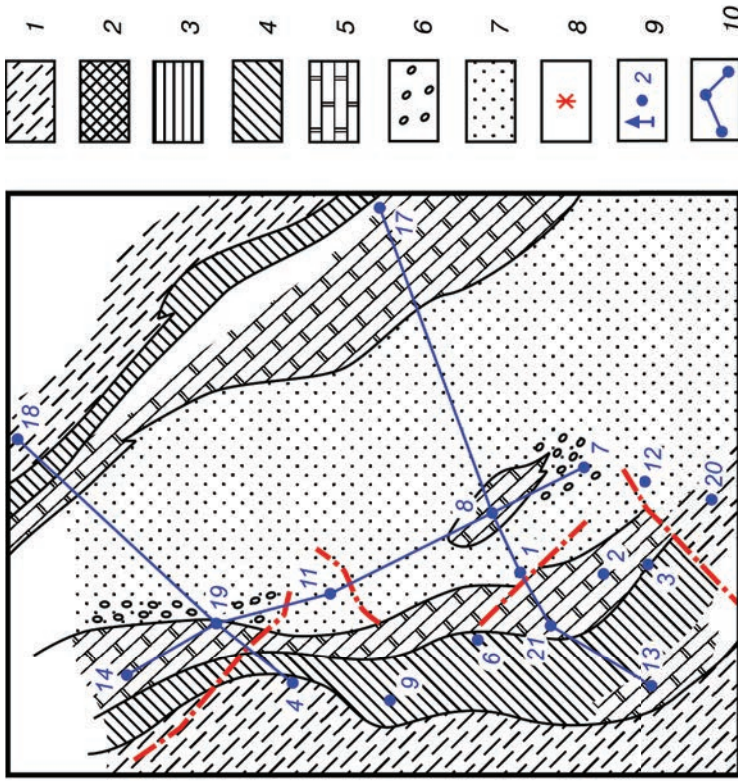
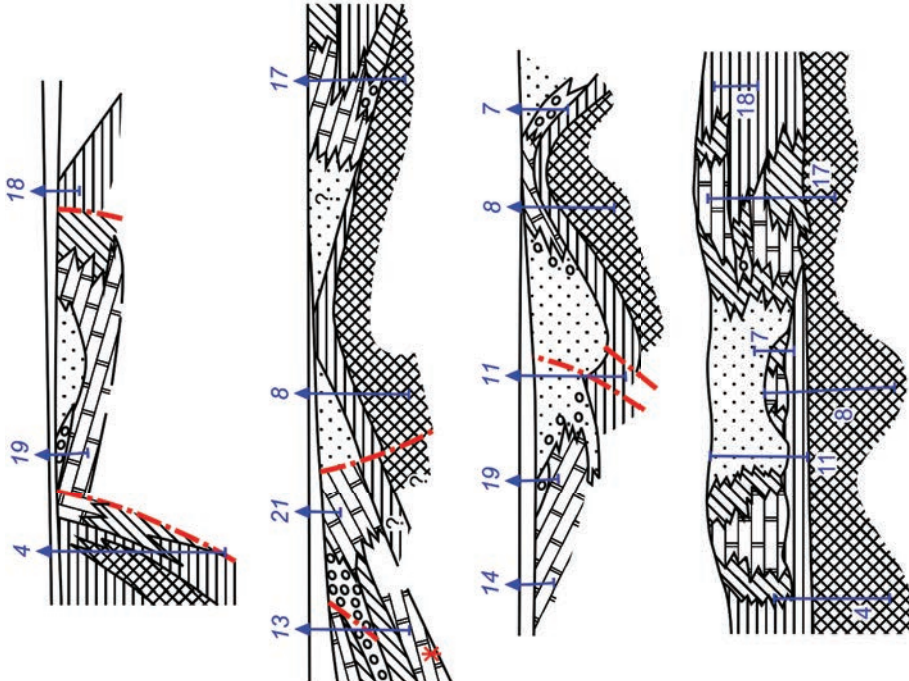


Рис. 2.30. Фациальная карта, модель и разрезы Малоической карбонатной банки. По [Краснов и др., 1986]

Литофации: 1 – бассейн шельфа со свободной циркуляцией (для карты), 2 – бассейн, 3 – шельфа со свободной циркуляцией; 4–7 – карбонатные банки (4 – передовой склон, 5 – органогенные рифы, 6 – пески и гравелиты на краю рифовой платформы, 7 – замкнутая лагуна); 8 – красноцветность; 9 – скважины и их номера; 10 – линии разрезов



доломитизированными биостромными массивами в ассоциации с обломочными известняками.

На Ханты-Мансийской площади вскрыта толща раннедевонских (эмских) детритовых и биогенных (водорослевых и фистулелловых) известняков, содержащих нефтяную залежь [Чувашов, Яцканич, 2003]. Учитывая неоднократное появление в разрезе биогенных известняков в ассоциации с детритовыми разностями и карбонатными микробрекчиями, можно сделать вывод о биостромовой природе постройки.

Северо-западнее, на Новомостовской площади Шеркалинской СФЗ, по данным Г. Д. Исаева и др. (2008), вскрыта карбонатная формация нижнего карбона (визе) **153** мощностью более 450 м. В ней выделены фациальные комплексы собственно рифа (каркасные известняки, образующие сплошной массив в верхней трети разреза); зарифовой платформы (разнообразные био- и хемогенные карбонаты с редкими ОП); передового склона (биокластово-обломочные и гравитационные отложения). Основные рифостроители – водоросли, ругозы и мшанки с богатым сопутствующим комплексом фауны. Делается заключение о присутствии на рассматриваемой площади фациально-дифференцированного рифового массива.

Субмеридиональная полоса развития барьерных франско-живетских девонских рифов прогнозируется также в восточной части Западно-Сибирской плиты (формация **95**). Считается, что она продолжает рифовую систему, окаймляющую Колывань-Томский трог Алтая [Краснов, 1986]. Скважиной 4-Вездеходная здесь вскрыта толща вторичных доломитов (А. Э. Конторович и др., 2003), возможно, сформировавшихся по бескаркасным рифам (формация **94**).

По данным Г. Д. Исаева [2007, 2011], девонский рифогенный комплекс, устойчиво развивающийся с нижнего до верхнего девона, развит в районе Новопортовской площади Ямала (формация **154**). В составе комплекса установлены доломиты и доломитизированные известняки с реликтами каркасной структуры, литобиокластические фации рифового склона. Пояс органогенных построек в палеозойском комплексе Ямала прогнозируется и по данным сейсмофациального анализа [Воронов и др., 1997]. По сейсмическим материалам, литофациальным построениям и результатам бурения, развитие органогенных построек предполагается также на ряде площадей Широного Приобья и других районов Западной Сибири [Воронов и др., 1997; Исаев, 2007; Дубатовов, Краснов, 2011 и др.].

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ И СЕЛЕНГИНО-СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Рифообразование в Алтае-Саянской области максимально проявилось в раннем кембрии, в значительно меньшей степени в позднем ордовике – силуре и раннем – среднем девоне. Общие сведения о рифогенных отложениях нижнего кембрия содержатся в работах А. Г. Вологодина, А. Н. Кена, Н. П. Суворовой, В. П. Маслова, Н. М. Задорожной, И. Т. Журавлевой и др. [Геологическая съемка ... , 1982; Литология и палеогеография ... , 1972]. Установлено значительное разнообразие типов органогенных построек от биогермов до рифовых комплексов.

Нижнекембрийские рифовые формации выявлены в пределах всех структур Алтае-Саянской области. По вещественному составу они подраз-

деляются на карбонатные, терригенно-карбонатные, вулканогенные, вулканогенно-терригенные, терригенно-вулканогенно-карбонатные и характеризуют бассейны разного геодинамического типа [Рифогенные ... , 1990].

Группа терригенно-карбонатных рифовых формаций выделяется на севере и востоке складчатой области. На севере такая формация **79** с биогермами и рифовыми массивами распространена в пределах Мраско-Батеневско-Беллыкской зоны. В ней выделяются рифовая карбонатная градация, приуроченная к центральной части Батеневского кряжа, и рифовая терригенно-карбонатная, развитая по периферии зоны (восточный склон Кузнецкого Алатау, Горная Шория, хр. Азыртал, Беллыкское Белогорье). В восточной части складчатой области, примыкавшей в раннем кембрии к кордильерам Восточного Саяна (Манский прогиб, Кембросаянская и Восточно-Тувинская зоны), распространена ниже-среднекембрийская карбонатно-терригенная формация с биогермами и рифовыми массивами. В Манском прогибе, расположенном на стыке Восточно-Саянского антиклинория и Сибирской платформы, рифогенные образования (формация **80**) распространены локально и приурочены к палеотектонически активным зонам, поперечным к простиранию прогиба (рис. 2.31). Кембросаянская зона располагается в юго-западной части Восточного Саяна, где нижекембрийские отложения с органогенными постройками выступают фрагментарно в тектонических блоках, что при плохой обнаженности приводит к неоднозначности суждений относительно их строения и возрастных объемов (формация **81**). В пределах Сисим-Казырского синклинория известны крупные выходы рифогенных известняков, ассоциирующих с карбонатными и терригенными породами (балахтисонская свита). Сходные рифогенные известняки ботомского яруса имеются в верховье р. Казыр, в зоне сопряжения структур Западного и Восточного Саяна.

Группа нижекембрийских вулканогенно-терригенных формаций с биогермными массивами и рифами приурочена к тектоническим структурам двух типов. Первый тип – линейные зоны меридионального (Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Салаир) и субширотного (Западный Саян, Тува) простирания. В них развиты андезибазальтовые, контрастные

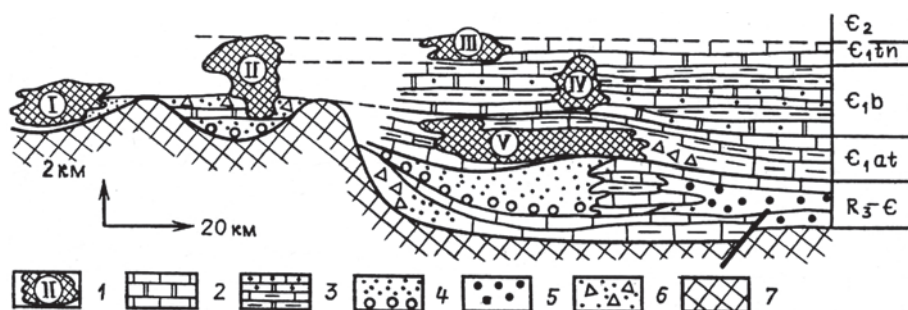


Рис. 2.31. Фациальный профиль Манского прогиба. По Н. М. Задорожной из [Рифогенные ... , 1990]

I – органогенные массивы и комплексы (I – Бирюсинский, II – Торгашинский, III – Шахматовский, IV – Муругукский, V – Унгутский); 2 – известняки, доломиты; 3 – известняки, доломиты песчанистые, глинистые, прослои песчаников; 4 – граувакковые (флишоидные) песчаники, гравелиты, конгломераты; 5 – аркозовые конгломераты, песчаники; 6 – брекчии, олистостромы; 7 – докембрийское метаморфизованное основание

риолит-базальтовые с терригенными породами формации, включающие разнообразные по размерам и форме ОП. Развитие формаций связано с вулканическими островами, дугами, а также с краевыми деструктивными зонами микроконтинентов. К другому типу относятся Восточно-Таннуольская, Ондумская и Хамсаринская зоны Тувы, для которых характерны глыбовая субизометричная конфигурация структур и пестроцветные рифогенно-терригенно-вулканогенные базальт-андезит-риолитовые формации.

В структуре Кузнецкого Алатау прослеживаются узкие (10–20 км) протяженные (до 500 км) субмеридиональные структурно-формационные зоны, сопряженные с одноименным разломом, в каждой присутствуют рифогенные известняки (формация **83**). В осевой части этой структуры располагается Золотокитатско-Кондомская зона, на севере которой рифогенно-вулканогенная формация выделяется в объеме единисской свиты. В верхней части свиты, по данным Г. Ф. Горелова (1967), присутствуют линзы массивных известняков с атдабанскими и ботомскими археоциатами. Сходное строение имеет формация и на юге, в Кондомской подзоне. В пределах Мартайгинско-Лебедской зоны рифогенные известняки, представленные мощными массивами и мелкими телами, устанавливаются вдоль восточного склона Кузнецкого Алатау. На севере этой зоны к рифовой формации относятся карачаровская и смириновская толщи (ботомский и тойонский ярусы). В Июсской подзоне рифогенные известняки сохранились в узких тектонических блоках среди гранитоидов и докембрийских пород. У слияния рек Белая и Черная Уса развиты рифогенно-карбонатные отложения (1500–2500 м), включающие известное Усинское месторождение марганца.

На Салаире нижнекембрийские отложения отличаются пестротой состава, фациальной изменчивостью, присутствием мощной (2000 м) толщи рифогенных известняков, выделенных в гавриловскую свиту, с комплексом археоциат от верхов атдабанского до тойонского ярусов (формация **84**).

В Горном Алтае развиты пестрые рифовые терригенно-карбонатные и вулканогенно-терригенные формации. Материал по составу и корреляции разрезов нижнего кембрия Горного Алтая опубликован Л. Н. Репиной и Е. В. Романенко в 1978 г. Рифогенные образования, выделенные в работе как массивные известняки, присутствуют во всех разрезах. В Бийском и Катунском антиклинориях формация существенно карбонатная с терригенной пачкой в основании и на отдельных участках (пос. Чепош) с терригенно-вулканогенной пачкой в верхах разреза (формация **85**). В Уймено-Лебедском синклинии отмечаются мощные (более 4 км) рифовые вулканогенно-терригенные формации **86** с изменчивым соотношением литологических комплексов [Рифогенные ... , 1990].

Западный Саян объединяет субширотные зоны с вендско-нижнекембрийскими осадочно-вулканогенными формациями, содержащими органогенные постройки. В западной части Северо-Саянской зоны выделена нижнекембрийская вулканогенно-терригенная формация **87** с биогермными массивами. Органогенные постройки размещаются в разрезе неравномерно в виде линзовидных и штокообразных тел размером от нескольких метров до нескольких километров в поперечнике и мощностью до 300 м, в отдельных случаях до 1000 м среди покровов андезитовых и базальтовых лав, туфов и граувакк с подчиненными сланцами. Для формации характерна фациальная изменчивость состава и мощностей (от 1,5 до 7 км), что отражает обстановку формирования рифовой формации в бассейне

с вулканическими островами и подводными грядами, увенчанными рифогенными постройками и разделявшими их впадинами.

В Туве состав нижнекембрийских рифовых формаций существенно меняется в пределах разных структурно-тектонических зон.

В Хемчикско-Баянкольской зоне (север Западной и Центральной Тувы) выделяется терригенно-вулканогенная формация **88** с изолированными биогермами и биогермными массивами. Стратиграфический объем и мощность формации не постоянны. Нижняя граница скользит от атдабанского до низов ботомского яруса, верхняя определяется единичными выходами среднего кембрия. На западе зоны в составе формации (240 м) присутствуют глинистые сланцы, туффиты, песчаники с плитчатыми и биогермными известняками (акдуругская свита). Восточнее фрагментарно вскрываются биогермные массивы, пестроцветные конгломераты с мелкими (протяженность десятки метров, мощность метры) линзами массивных известняков. В нижнем течении рек Эжим и Баянкол, по данным Г. М. Владимировского и Н. М. Задорожной [Рифогенные ... , 1990], выделяются две крупные ассоциации пород, которые содержат органогенные постройки в двух подформациях: нижней (нижнебаянкольская свита) и верхней (эжимская и узунсайская свиты). Для формации характерны неоднородность строения, автохтонные грубообломочные породы, пестрая окраска, линзовидная форма биогермных массивов, сопряженность мелководных и глубоководных фаций. Эти признаки фиксируют обстановки архипелага вулканических островов с приостровными шельфами.

В Восточно-Таннуольской зоне нижнекембрийские отложения образуют разрозненные выходы среди средне-верхнекембрийских гранитоидов. Здесь выделена формация терригенно-вулканогенно-карбонатная **89** с изолированными биогермными массивами в объеме верхов атдабанского, ботомского и самых низов тойонского ярусов (ирбитейская, аржанская и шанганская свиты).

В Восточно-Тувинской зоне строение разреза нижнекембрийских отложений дискуссионно. По данным А. В. Абрамова и др., здесь среди терригенно-карбонатных отложений выделяется мощная (более 1000 м) толща массивных известняков с археоциатами. С определенной долей условности эти отложения отнесены к карбонатно-терригенной с биогермными массивами формации **82** [Рифогенные ... , 1990].

В Ондумской зоне к рифовой формации относится карбонатный комплекс, выделенный Н. С. Бухаровым в 1974 г. в ильчирскую свиту, залегающую несогласно на вулканитах (андезит-риолит-дациты) ондумской свиты (формация **90**). Рифы развивались, вероятно, на уступе шельфа, сопряженного с глубоководной впадиной, куда сносился материал околорифовых шлейфов.

В Хамсаринской зоне на северо-востоке Тувы существенно вулканогенные нижнекембрийские отложения объединяются в хамсаринскую серию (формация **91**), содержащую линзы биогермных известняков мощностью до 150 м и протяженностью 1–1,5 км. Исходя из размеров и формы органогенных построек, а также состава вулканитов, всю формацию можно относить к вулканогенной риолит-андезибазальтовой с изолированными биогермными массивами.

Позднеордовикско-силурийские рифовые формации **92** распространены на западе Алтае-Саянской области (Горный Алтай, Салаир). Наиболее древние (позднеордовикские) органогенные постройки известны только

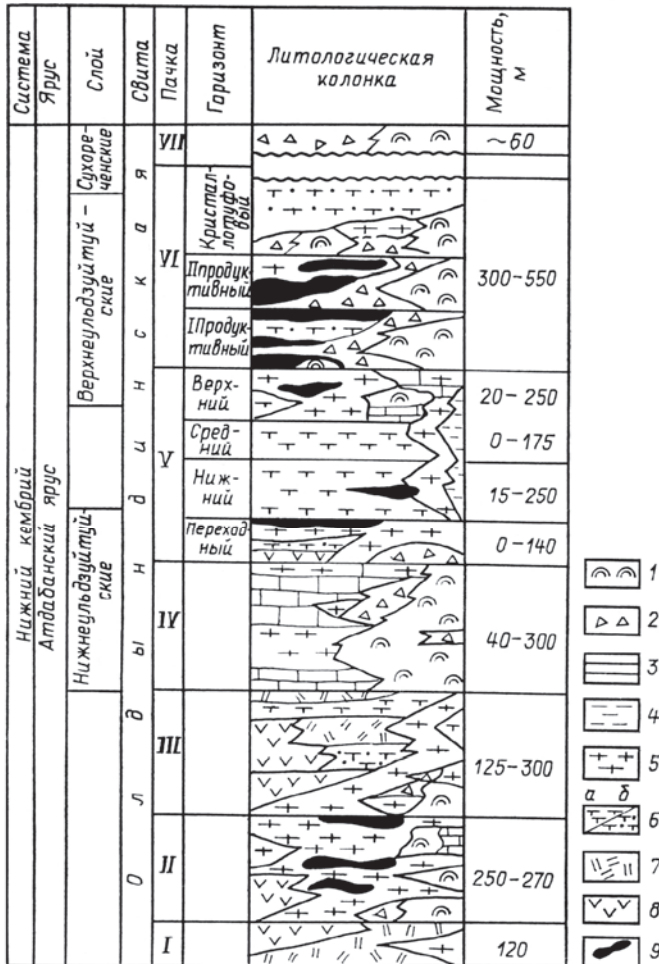


Рис. 2.32. Стратиграфический разрез олдындинской свиты Еравнинского района.
Из [Рифогенные ... , 1990]

1 – известняки рифогенные (органогенные постройки); 2 – известняковые брекчи; 3 – известняки слоистые; 4 – алевролиты, аргиллиты; 5 – известковистые и углистые туффиты и туфоалевролиты; 6 – туфы (а) и туфопесчаники (б) кислого и смешанного состава; 7 – эффузивы преимущественно кислого состава; 8 – эффузивы среднего и основного состава; 9 – колчеданные руды

в южной ее части – в Аноյско-Чуйском синклинии, а силурийские распространены значительно шире, вплоть до Салаира. Пояс рифовых построек прослежен более чем на 300 км при ширине от 5–10 до 15–20 км и общей длительности рифообразования 35–40 млн лет [Сенников, 2011]. Рифовые формации находятся в парагенетической связи с мелководно-морскими терригенно-карбонатными комплексами и замещаются в сторону открытого бассейна кремнисто-терригенными отложениями континентального склона, а в сторону суши терригенными отложениями внутреннего шельфа.

На Салаире и в западных районах Горного Алтая выделяется нижне-среднедевонская терригенно-карбонатная формация **93** с изолированными банками, биогермными и рифовыми массивами. Она сложена изменчивыми по составу и мощности разнообразными известняками с пачками и прослоями песчаников, конгломератов, алевролитов, содержащими на нескольких стратиграфических уровнях рифогенные образования. В пражском ярусе (малобачатский горизонт) имеются биогермные массивы высотой до 100 м, в эйфельском распространены мощные (150–200 м) кораллово-криноидно-брахиоподовые банки [Рифогенные ... , 1990].

В Селенгино-Становой складчатой области рифовые формации раннекембрийского возраста **97** закартированы в виде изолированных выходов от г. Улан-Удэ до р. Витим. Они отнесены к карбонатно-вулканогенному типу. Обособляются два уровня рифообразования, разделенные проявлением вулканической деятельности липарит-дацит-андезитового состава (рис. 2.32). Органогенные постройки представлены водорослево-археоцетовыми биогермными и биостромными массивами. С отложениями формации связаны месторождения колчеданно-полиметаллических руд.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Этот регион отличается широким развитием в раннем – начале среднего палеозоя и особенно в кембрии (прил. 2.1) карбонатных рифовых формаций [Асташкин и др., 1984; Сухов и др., 2007], не имеющих аналогов ни по мощности, ни по площади распространения, а также по разнообразию органогенных построек среди подобных образований этого же возраста [Facies ... , 2007]. Здесь могут быть выделены следующие формации:

– нижнекембрийская в пределах солеродного бассейна (E_1t-at) с изолированными и цепочечными биогермами, биостромными и биогермными массивами (**145**);

– ниже-среднекембрийская внешнего края солеродного бассейна (**146**) с двумя подформациями с цепочечными биогермами, биогермными массивами и рифоидами (E_1t-at) и барьерного типа (E_1b-E_2am);

– средне-верхнекембрийская (E_2m-E_3) рифогенно-баровая с изолированными и цепочечными биостромными и биогермными массивами (**147**);

– нижнеордовикская (O_1t) и нижнесилурийская (S_1w) биогермно-биостромные (**148–150**).

Рифовая формация **145** E_1t-at приурочена к узкому стратиграфическому интервалу низов соленосного разреза – осинскому горизонту (верхнебилярская подсвита). Наиболее изучен участок т. н. Талакан-Ботуобинской карбонатной платформы площадью около 85 тыс. км² [Мельников и др., 1995, 2009]. Общая мощность формации от 15 до 90 м, а повышенные ее значения характерны для участков массового развития органогенных построек. В вертикальных сечениях карбонатная платформа представляет собой плоскую снизу и слабовыпуклую кверху линзу с обособленными возвышениями до 25–30 м, иногда более вытянутой формы. Они соответствуют отдельным крупным сложнопостроенным биогермным и биостромным массивам площадью от нескольких сотен до 1500 км². В составе построек в разных соотношениях присутствуют известняки и вторичные доломиты. Биоценоз – водоросли, микрофитолиты, изредка трилобиты, археоциаты, мелкая раковинная фауна, моллюски, строматолиты.

Территория развития органогенных построек считается высокоперспективной для поисков залежей УВ. Здесь уже открыты газонефтяные залежи на Талаканском и Среднеботуобинском месторождениях.

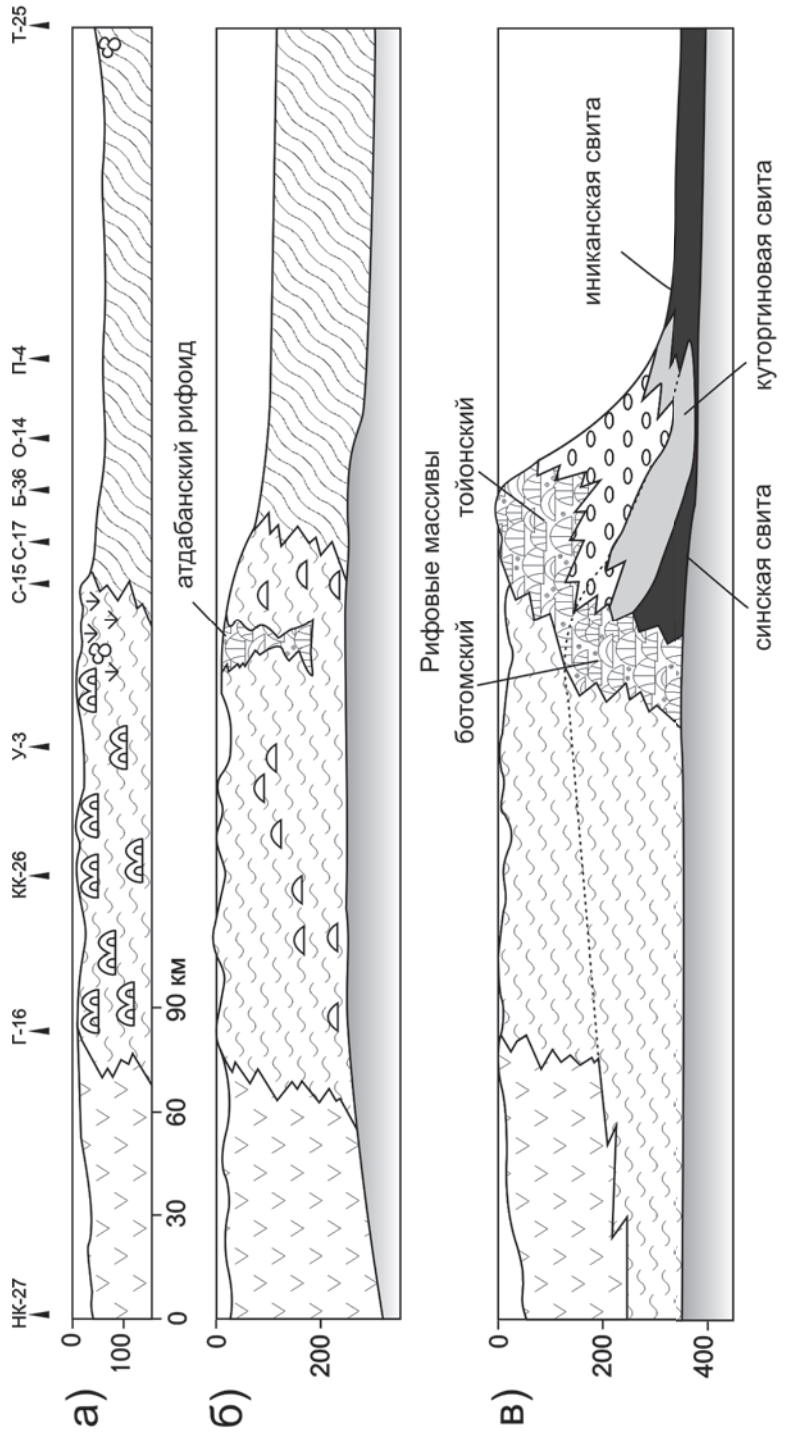
Первые структурные элементы, характерные для полноразвитых рифовых систем кембрия Сибирской платформы, появляются в органогенных постройках нижней подформации **146** E_{1t-at} (рис. 2.33, 2.34). В них уже обозначаются многие элементы модели стандартных фациальных поясов Дж. Уилсона [1980], которые в более поздних рифовых системах оформляются окончательно. Формация приурочена к протяженному поясу мелководья т. н. Переходному структурно-фациальному региону (СФР), отделявшему обширный солеродный бассейн на юге платформы от морских акваторий нормальной солености на востоке, севере и западе. Общая мощность рифогенных отложений от 200–250 до 500–550 м.

Органогенные постройки локализуются на внешнем крае Переходного СФР. Они представлены как известняками, так и развивающимися по ним доломитами. На 70–80% их составляют биогермы до 3–5 м высотой. Гребневая часть построек не поднималась выше базиса волновой эрозии; вследствие этого шлейфы грубообломочных пород практически отсутствуют, а мощности вмещающих отложений по обе стороны от построек почти соизмеримы. Рифостроителями являлись *Epiphyton*, *Subtifloria*, *Renalcis*, а также археоциаты. На одних участках рост органогенных массивов происходил практически на месте (Лена-Алданское междуречье), на других наблюдалась устойчивая тенденция к их смещению во времени в сторону открытого моря на расстояние до первых десятков километров (Сюджерская седловина). Наиболее изучена постройка-рифоид (Оймуранский массив) мощностью более 100 м и шириной до 1,5 км на левом берегу р. Лена выше пос. Синск [Журавлева, 1979]. В Южно-Тунгусской НГО органогенные массивы представляют собой изолированные тела изометричной или вытянутой формы площадью 100–800 км², залегающие среди доломитов и известняков, а общая мощность нижней подформации **146** достигает 280 м [Мельников и др., 1995].

Полоса зарифовых фаций нижней подформации E_{1t-at} от первых десятков до 100 км. Преобладают тонкозернистые карбонаты, зачастую глинистые. В разрезах междуречья Лена – Алдан в них нередко присутствуют биогермные пласты из отдельных разобщенных или густо расположенных водорослево-археоциатовых биогермов и калиптр. Фации открытого моря – микритовые и биомикритовые красно- и сероцветные глинистые известняки с биотой, заметно отличающейся от Переходного СФР: отсутствуют археоциаты и водоросли, существенны отличия и по таким группам фауны, как моллюски, хиолиты, мелкая раковинная фауна [Зинченко, Васильева, 1995].

Перспективность подформации E_{1t-at} на углеводороды доказана открытием нефтяной залежи на Моктаконском и газовой с конденсатом на Усть-Дельгулинском месторождениях в пределах Сурингдаконского свода Южно-Тунгусской нефтегазоносной области [Мельников и др., 1995].

Верхняя подформация **146** ($E_{1b}-E_{2am}$) представляет собой полноразвитую барьерно-рифовую систему. По масштабам она не уступает самым крупным рифовым поясам Восточно-Европейской платформы и прилегающих регионов, однако изучена несравненно хуже не только бурением, но и сейсмическими методами. В ее развитии можно выделить два этапа: ботомский и тойонско-амгинский.



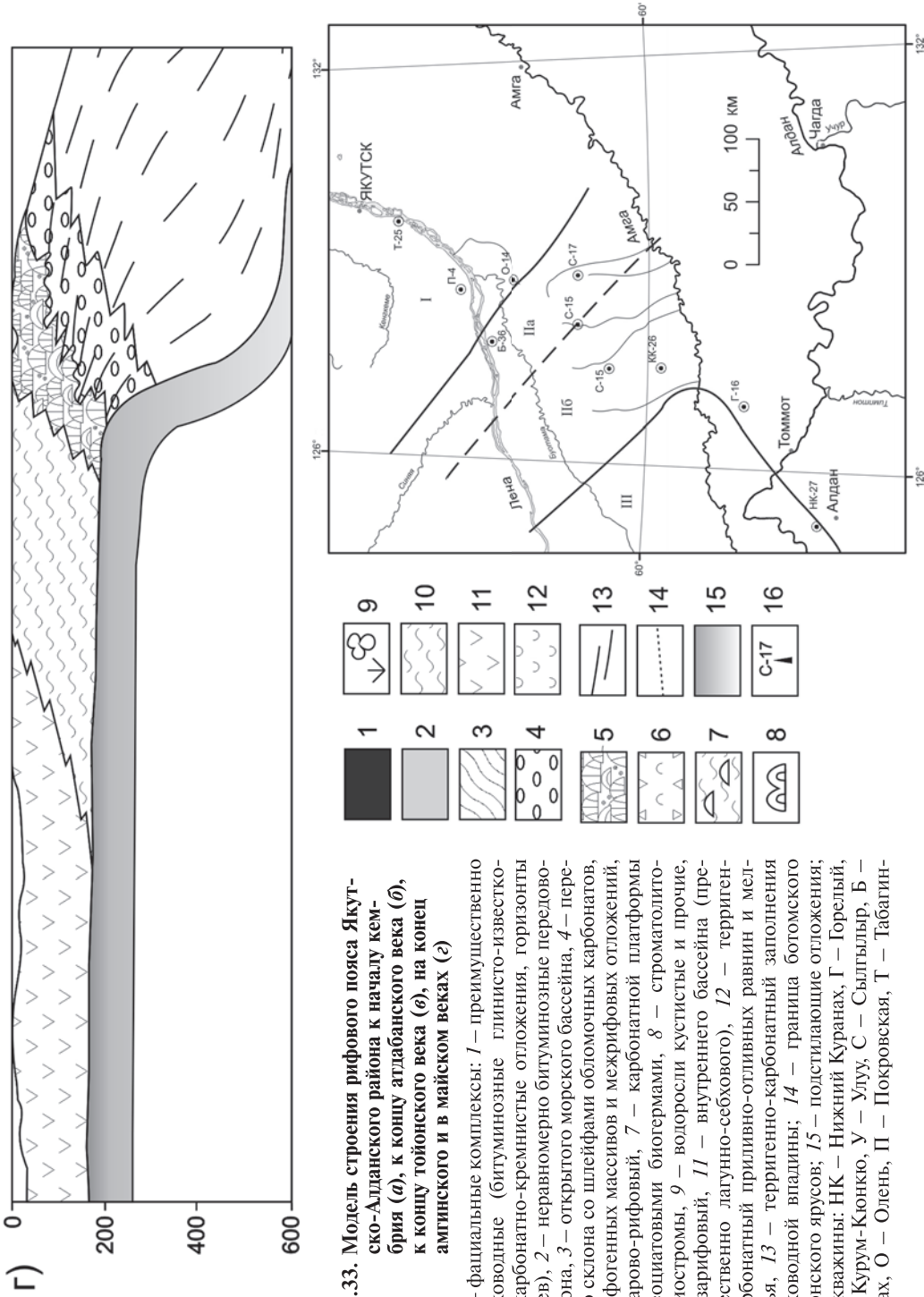
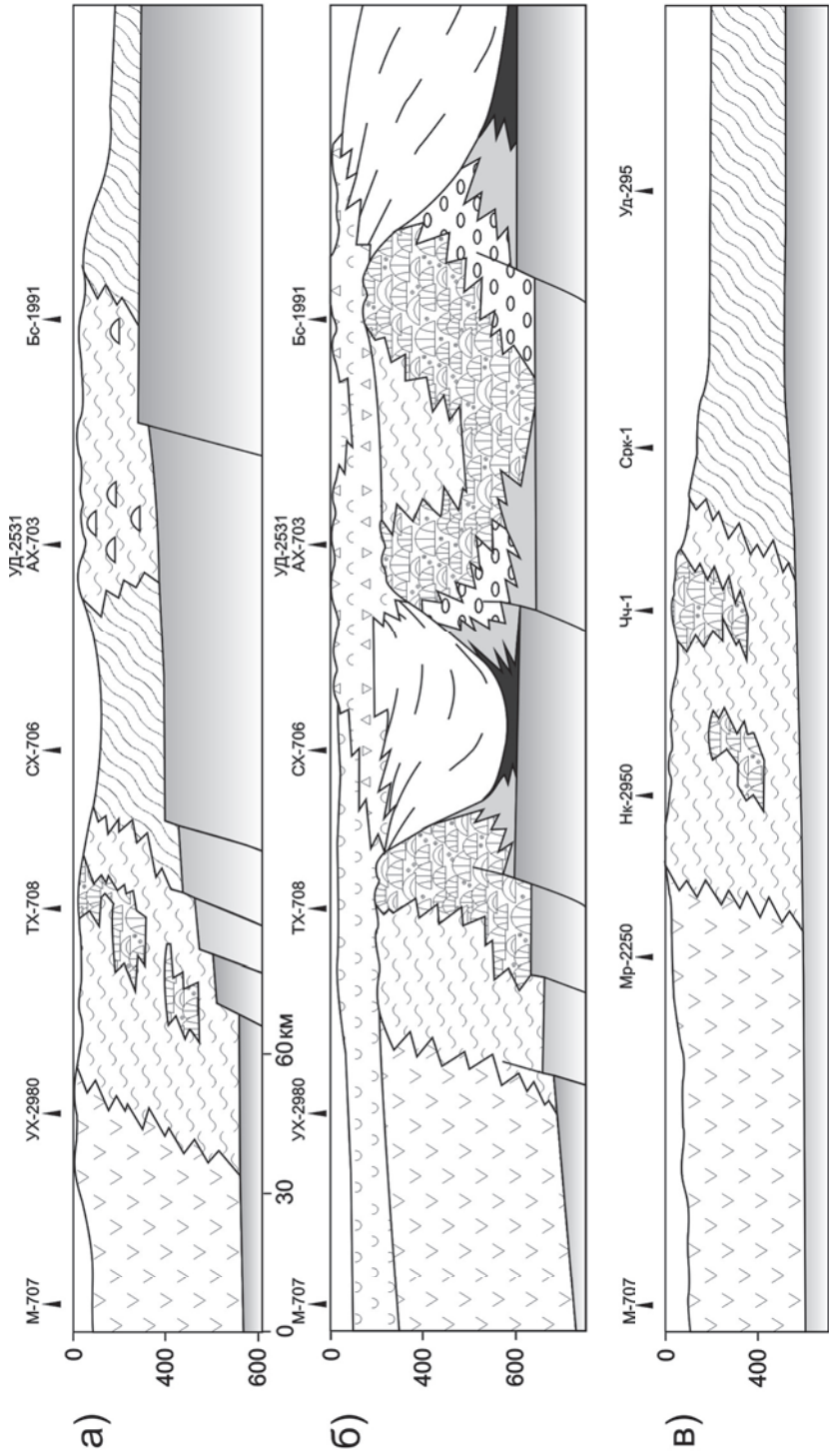


Рис. 2.33. Модель строения рифового пояса Якутско-Алданского района к началу кембрия (а), к концу атлабанского века (б), к концу тойонского века (в), на конец амгинского и в майском веках (г)

1–13 – фашиальные комплексы: 1 – преимущественно глубоководные (битуминозные глинисто-известковые, карбонатно-кремнистые отложения, горизонты сланцев), 2 – неравномерно битуминозные передового склона, 3 – открытого морского бассейна, 4 – передового склона со шлейфами обломочных карбонатов, 5 – рифогенных массивов и межрифовых отложений, 6 – барово-рифовой, 7 – карбонатной платформой с археоцитаковыми биогермами, 8 – строматолитовые биостромы, 9 – водоросли кустистые и прочие, 10 – зарифовый, 11 – внутреннего бассейна (преимущественно лагунно-себозового), 12 – терригенно-карбонатный приливно-отливных равнин и мелководья, 13 – терригенно-карбонатный заполнения глубоководной впадины; 14 – граница ботомского и тойонского ярусов; 15 – подстилающие отложения; 16 – скважины: НК – Нижний Куранах, Г – Горелый, КК – Курум-Кюкю, У – Улуу, С – Сылтыдыр, Б – Борулах, О – Олень, П – Покровская, Г – Табагинская



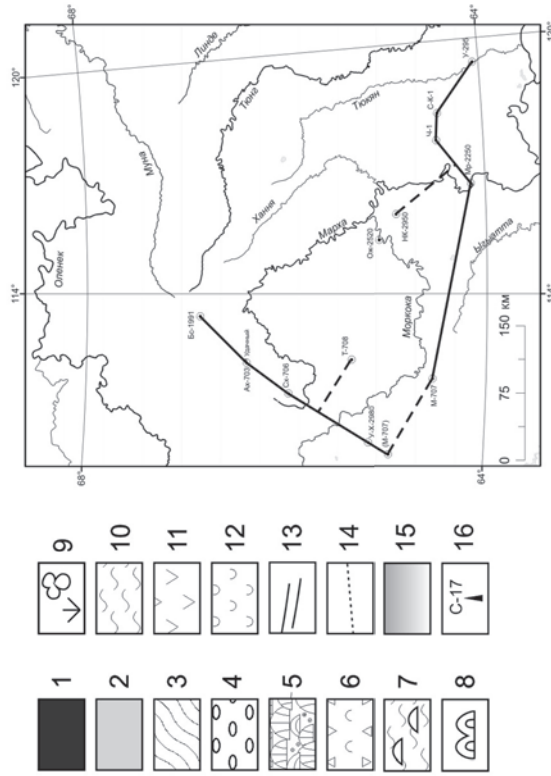
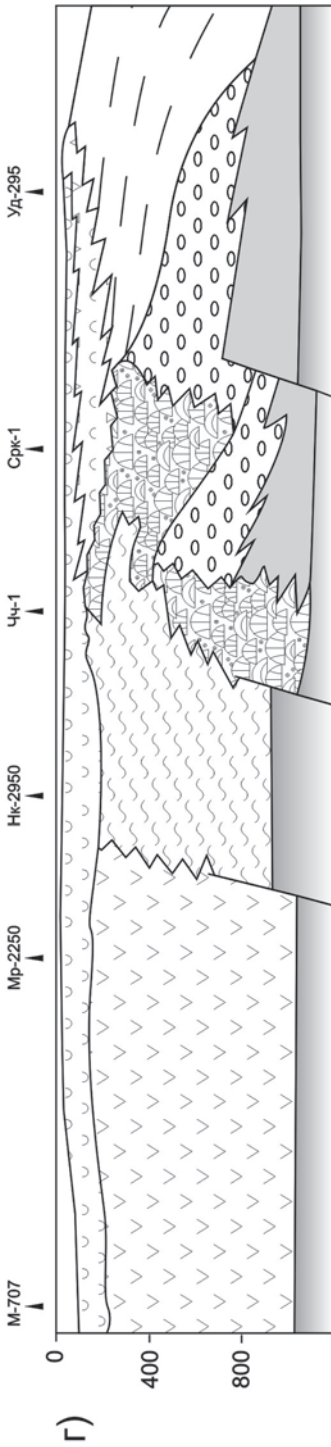


Рис. 2.34. Модели строения рифового пояса Сюджерского района по линиям скважин (М-707) – Бс-1991 – верховья Муны к концу атлабанского века (а), к середине майского века (б); М-707 – Уд-295 к концу атлабанского века (в), к середине майского века (г)

Усл. обозн. см. на рис. 2.33. Скважины: Ах – Айхальская, Бс – Быстьяхская, М – Моркокинская, Мр – Мархинская, Нк – Накынская, Он – Онхойдохская, Сх – Сохолохская, Тх – Танхайская, СрК – Средне-Конончанская, У – Уланская, Уд – Улачинская, УХ – Унга-Хахсыкая

Построенные модели показывают, что рифовые ОП ботомского этапа — достаточно выраженные положительные седиментационные формы подводного рельефа. Они разделяли резко отличные по литофациальным характеристикам примыкавшие к ним толщи, а уклон передового склона мог достигать нескольких градусов. В рифовых массивах, кроме преобладающих вторичных водорослевых и археоциатово-водорослевых доломитов, много их обломочных разностей. Это указывает на то, что они в процессе роста были волноломом. Совместное нахождение рифовых пород и продуктов их разрушения в вертикальном разрезе характерно для крупных как ныне существующих, так и древних рифовых сооружений [Наливкин, 1955; Уилсон, 1980]. Мощность массивов достигает 300 м, ширина 20 км.

Предрифовые литофации представлены известняками, в разной степени насыщенными ОВ, с горизонтами подводного оползания осадка, а также протяженными шлейфами обломочных карбонатов. Удаленные от рифового барьера отложения — это нижние 10–15 м битуминозной карбонатно-сланцевой т. н. куонмаской формации, отлагавшейся на глубинах моря до 300 м к концу ботомского века. В зарифовых литофациях резко доминируют отложения крайне подвижной гидродинамической среды — косослоистые карбонатные арениты, рудиты, оолитовые и онколитовые породы [Асташкин и др., 1984; Зинченко, 1986].

Рифовые системы тойонско-амгинского этапа завершают развитие барьерно-рифового комплекса кембрия. По отношению к рифовым системам ботомского возраста они обычно скачкообразно смещаются в сторону открытого моря на расстояние от нескольких до 25 км и с течением времени сами перемещаются в том же направлении. Мощность рифогенных отложений достигает 550–600 м. Происходит дальнейшее усложнение внутреннего строения барьерных сооружений с пестрым распределением фаций. В отдельно взятых постройках, наряду с органогенными образованиями (резко преобладают эпифитоновые известняки и доломиты), заметно увеличивается роль разнообразных обломочных карбонатов (иногда до 50% от общей мощности разреза). Они представлены песчаниками и гравелитами, но местами и очень грубым материалом, например, в рифовом массиве на р. Амга [Асташкин и др., 1984]. Для части построек характерны крупные разноориентированные полости, инкрустированные шестоватым кальцитом [Шабанов и др., 1987], некоторые из них, вероятно, обязаны своим происхождением карстовым субаэральным процессам.

Рифовые сооружения представляли собой отчетливо выраженные асимметричные положительные формы рельефа со слабывступающим тыловым склоном и относительно крутым предрифовым, что способствовало развитию на нем протяженных шлейфов обломочных пород. Вглубь морского бассейна они сменялись маломощной доманикоидной куонмаской формацией (иниканская, шумнинская свиты). Глубина бассейна, согласно нашим построениям, достигала 650–700 м к концу амгинского века, а по некоторым оценкам (С. С. Сухов), 1000 м. Комплекс зарифовых отложений аналогичен таковому для ботомского времени.

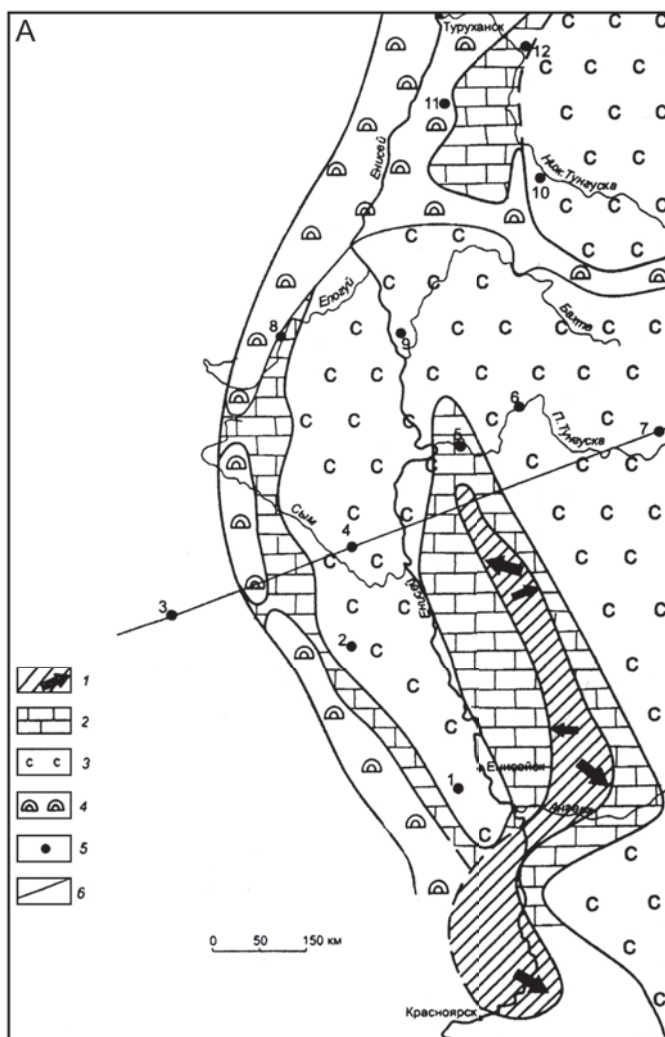
В рифовых массивах E_{1tn} – E_{2am} на Сурингдаконском своде открыты пластовые и массивные месторождения газа (Таначинское, Моктаконское, Усть-Дельгулинское); в обломочно-карбонатных горизонтах зарифовых фаций в низовьях Нижней Тунгуски [Зинченко, 1986] установлены

многочисленные нефте- и газопроявления, полупромышленные притоки газа. В полосе развития органогенных построек в пределах Сюгджерской седловины на поверхности известны Кенеликанские источники нефти, а в районах, где подформация вскрыта глубокими скважинами, многочисленные нефте-, газо- и битумопроявления [Арчegov, 2008].

Формация 147 E_2m-E_3 . В конце амгинского века в результате резкого усиления орогенных движений вдоль южной и юго-западной окраин платформы на обширные ее пространства стали поступать огромные количества терригенного материала, который быстро заполнил внутренний соленосный бассейн, превратив его в майском веке в литоральные и надприливные равнины. Рифообразование в Переходной СФО прекратилось, рельеф ее выровнялся, и она стала зоной преимущественного транзита терригенного материала в глубоководную впадину. В пределах последней битуминозная карбонатно-сланцевая формация сменяется т. н. толщей заполнения, формирование которой происходило путем проградации (бокового наращивания) мощных терригенно-карбонатных клиньев. Эти седиментационные клинья фиксируются в волновом поле ряда геофизических профилей МОГТ по наличию отчетливо наклонных площадок между куонамской толщей и отражающим горизонтом ЮТ (подошва мезозоя). Устанавливаются они и при геологической съемке: так, в профильном пересечении от верховий р. Тюнг до нижнего течения р. Муна мощность верхнесилигирской подбиты (нижние горизонты толщи заполнения) у начала профиля составляет около 200 м, примерно в его середине достигает 410 м, а близ восточного окончания не превышает нескольких десятков метров.

При механизме бокового заполнения глубоководного бассейна осадками в верхней части клиноформы образовывалась мелководная шельфовая терраса (ундаформа), на которой в короткие периоды происходило формирование органогенных построек и парагенетически сопровождающих их отложений, постоянно смещающихся в сторону открытого моря. Мощность рифогенного комплекса в таком случае будет невелика, зато площадь распространения очень большая. В соответствии примерно с такой моделью формировались два известных рифовых комплекса: Чукукский и Танхайско-Устьмильский. Первый относится к барьерно-рифовым образованиям, в разрезах которых чаще всего сохраняются отложения лагунно-баровых фаций – сочетание разнообразных обломочных карбонатов и сопутствующих отложений очень активной гидродинамической среды и подчиненных им тиховодных отложений. Второй комплекс формировался преимущественно как биогермно-биостромная банка, отдельные постройки которой являлись волноломом лишь эпизодически, приобретая в короткие промежутки времени черты барьерно-рифового сооружения (например, район Танхайской петли р. Амга [Асташкин и др., 1984]).

Солеродный бассейн, соединявшийся в кембрии с бассейном Сибирской платформы, реконструируется, по данным бурения и сейсмофациального анализа [Конторович и др., 2006], к западу и северу от Енисейского кряжа (рис. 2.35). Здесь можно наметить с запада на восток следующие структурно-фациальные зоны: фрагменты островной дуги и задугового бассейна: дислоцированная терригенно-вулканогенная толща турбидитов мощностью более 1000 м с эффузивами основного состава (скв. Вездеходная-4) → пассивная окраина с глубоководным



шельфом: битуминозная карбонатно-глинистая пайдугинская свита мощностью 120 м (скважины Восток-1 и 3) → карбонатная рампа пассивной окраины: мелководные карбонатные отложения (скважины Тыйская-1 и Елогуйская-1) с разнообразными органогенными постройками (формация 146) → эвапоритовый бассейн на пассивной окраине: доломиты, каменная соль, ангидриты, брекчии выщелачивания (скважины Лемок-1, Восток-4, Аверинская-150) → орогенное слабовыраженное в рельефе поднятие Енисейского кряжа: местный источник терригенного материала → внутриконтинентальный соленосный бассейн Сибирской платформы. Предполагаемым продолжением толщи пород карбонатной рампы являются нефтегазоносные рифовые формации нижнего – среднего кембрия на территории Сурингдаконского свода Сибирской платформы (прил. 2.1).

Рифовые формации ордовика и силура 148–150 принадлежат к стабильным внутренним частям платформы. Занимая большие площади [Зинченко,

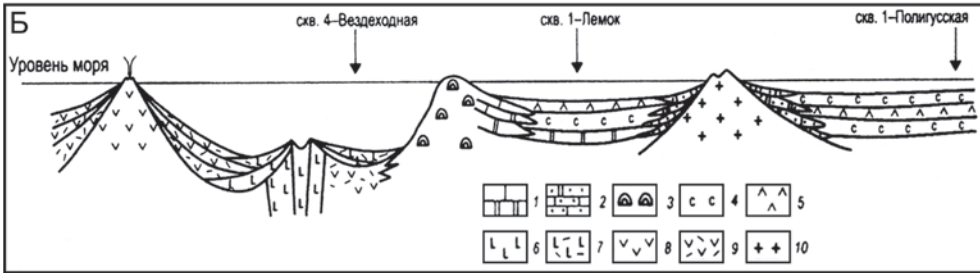


Рис. 2.35. Палеогеографическая схема и палеогеографический профиль востока Западной Сибири на период раннего кембрия. По [Конторович и др., 2006]

А: 1 – область сноса, стрелками показаны направление и интенсивность терригенного потока; 2 – прибрежная зона с соленостью воды от нормальной до повышенной; 3 – зона с повышенной соленостью воды; 4 – зона распространения рифовых построек барьерного типа; 5 – скважины; 6 – линия профиля.

Скважины: I – 150-Аверинская; 2 – 1-Касская; 3 – 4-Вездеходная; 4 – 1-Лемок; 5 – 1-Лебяжинская; 6 – 1-Лиственничная; 7 – 1-Полигусская; 8 – Елогуйская; 9 – 1-Светлая; 10 – 6-Нижнетунгусская; 11 – 10-Сухотунгусская; 12 – Тунгусская опорная.

Б: 1 – доломиты, известняки; 2 – известняки и доломиты с примесью силикокластики; 3 – рифовые постройки; 4 – каменная соль; 5 – ангидриты; 6 – базальты; 7 – туфы базальтов и сопутствующие им тефроиды, турбидиты, силициты; 8 – андезиты; 9 – туфы андезитов и сопутствующие им тефроиды, турбидиты, силициты; 10 – граниты и докембрийские метаморфические породы

1982; Каньгин и др., 2007], они приурочены преимущественно к склонам крупных положительных структур при переходе их в отрицательные: на западе платформы распространены по обрамлению Эвенкийской синеклизы в пределах Турухано-Норильской гряды, Бахтинского мегавыступа и Байкитской антекклизы; на юге приурочены к склону Непско-Ботуобинской антекклизы на границе с Ангаро-Ленским прогибом; они развиты также по юго-западному склону Анабарской антекклизы. Раннесилурийские формации, возможно, составляли одно целое с биогермно-биостромным поясом Таймыра.

Формация O_1t (148) образовалась в обширной зоне предельного мелководья между краевой частью шельфа с красноцветными терригенными (на юге), сульфатно-доломитовыми (на северо-западе) отложениями и внутренней частью осолоненного бассейна с преимущественно глинисто-карбонатной седиментацией. Органогенные постройки представлены биогермами и биостромами. Мощность водорослевых построек достигает 10 м и более, а протяженность нескольких километров. Строматолитовые биогермы небольших размеров концентрируются в пластах мощностью метры – первые десятки метров, выдержанные до первых сотен километров. Сопутствующая фауна: брахиоподы, трилобиты, гастроподы и конодонты. В состав формации также входят оолитовые и органогенно-детритовые известняки, мергели, прослои кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность отложений 100–300 м, севернее р. Курейка увеличивается до нескольких сотен метров.

Формации S_{1w} 149–150 отличаются максимальным развитием органогенных построек в разрезах ордовика – силура Сибирской платформы. Они представлены кораллово-строматопоровыми биогермно-биостромными

известняками, заключенными в толщу органогенно-обломочных пород и доломитово-известковых илов. Органогенные постройки распределены в этой толще неравномерно — «окнами», но в приенисейской полосе нередко образуют строматопорово-коралловые «рифы» [Каныгин и др., 2007]. Зачастую наблюдается ритмичное строение разрезов, в которых биостромы и комковатые органогенно-детритовые известняки образуют нижнюю часть ритма, а верхнюю, регрессивную, слагают тонкослоистые глинистые доломиты с прослоями строматолитов, с многочисленными мелкими размывами, трещинами усыхания. Формация рассматривается как перспективный нефтепоисковый объект.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В пределах Таймырской СС образование органогенных построек связано с ранне-среднепалеозойским этапом развития. В это время на севере Таймыра обособляются две субширотные структурно-формационные зоны: северная, сложенная комплексом депрессионных черносланцевых отложений доманикового типа, и южная, в составе которой преобладают мелководно-шельфовые карбонатные отложения [Злобин, 1956]. Рифовые формации характерны для Южной (Карбонатной) СФЗ, где стратиграфически приурочены к нижнему силуру и нижнему — среднему девону.

Раннесилурийские органогенные постройки входят в состав карбонатной (доломитовой) биостромной формации **151**. Она распространена на Центральном и Восточном Таймыре, тянется полосой субширотного простирания от бас. р. Тарей на западе до бас. р. Нюнькаракутари на востоке и выделена как андреевская свита [Злобин, 1956]. Формация имеет трехчленное строение. В нижней и верхней частях она сложена биостромными, реже биогермными строматопоровыми, кораллово-строматопоровыми, сильно окремненными доломитами, в отдельных пачках пористыми, с включениями черных битумов. Средняя часть формации образована седиментационными доломитами, строматолитовыми доломитами, комковато-слоистыми известняками и мергелями, которые интерпретируются как фации рифовых отмелей и лагун. На Восточном Таймыре формация выделяется в объеме каракуской, таринской и трубкинской свит. Здесь в ее составе выделяются два возрастных интервала максимального распространения органогенных построек: средний — верхний аэрон и телич — венлок. В первом преобладают массивные или толстослоистые интенсивно доломитизированные строматопорово-коралловые известняки с многочисленными банками крупных пентамерид и конкрециями черных кремней. Во втором — небольшие по мощности 2–4,5-метровые биостромы, различающиеся видовым составом рифостроящих организмов и доминирующими формами колоний, разделяются в 2–5 раз более мощными биоморфными доломитизированными известняками с многочисленными колониями кишечнополостных, не образующими жесткого каркаса.

Единичные мелкие девонские (позднеэмско-раннеэфельские) кораллово-брахиоподовые биогермы установлены на севере Центрального Таймыра в зоне перехода от мелководно-шельфовых к депрессионным отложениям доманикового типа (Н. Н. Соболев, 1997). Они образуют парагенез с вторичными кавернозными битуминозными доломитами, первичная природа которых не ясна.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Данные о рифовых формациях Тихоокеанского подвижного пояса приведены в работе [Рифогенные ... , 1990]. По составу парагенезов они подразделяются на две основные группы: первая — карбонатные внутри- и окраинношельфовые рифовые формации; вторая — терригенно-вулканогенные формации рифтогенных и островодужных комплексов. Широко развиты палеозойские рифовые формации по окраинам Верхояно-Колымской складчатой области в горст-антиклиналях Сетте-Дабана и Хара-Улаха на западе и в краевых поднятиях т. н. Колымо-Омолонского супертеррейна [Тектоника ... , 2001] на востоке; в небольших блоках Алазейской, Чукотской, Западно-Камчатско-Корякской СС и на Сихотэ-Алине. Значительно скромнее представлены мезозойские формации в Корякском нагорье на Сахалине и в Сихотэ-Алинской СС.

Палеозойские формации Сетте-Дабана большинство геологов признают как образования устойчиво погружающейся пассивной континентальной окраины Сибирского кратона [Худолей, Гурьев, 1998; Тектоника ... , 2001 и др.]. Эта геодинамическая позиция предопределила почти непрерывное накопление здесь мощных (до 6000–7000 м) существенно карбонатных толщ на протяжении раннего и среднего палеозоя. По разным данным (Г. А. Русецкая, А. К. Иогансон и др. [Рифогенные ... , 1990]), все выделяемые органогенные постройки находятся в парагенезе с мелководными или умеренно глубоководными карбонатными отложениями и связаны с формационными этапами развития $O_3a\delta$ (113), S_{1l-w} (114), S_{2ld} (115) и C_{1t-v} (116). Обычны небольшие кораллово-строматопорово-водорослевые, кораллово-водорослевые биогермные массивы, распределенные протяженными цепочками, а мощности вмещающих их отложений не превышают первых сотен, иногда достигая 450–500 м.

Рифовые формации Колымо-Омолонского супертеррейна можно подразделить на три группы: додевонской активизации (117, 118, 120–121, 125–127, 152), среднедевонско-раннекаменноугольной рифтогенной активизации (119, 123, 124, 128, 131, 132, 153), и островодужного(?) типа (129).

В Омудевской зоне рифообразование происходило на окраине палеошельфа. В позднем ордовике здесь образовалась карбонатно-биогермная формация 117, сложенная водорослево-кораллово-строматопоровыми биогермами и небольшими биогермными массивами в парагенезе с известняками и туфогенными и граувакковыми песчаниками. В позднем силуре мелководная обстановка карбонатной платформы охватила почти всю площадь Омудевской зоны, но на крайнем юго-востоке сохранились условия относительно глубоководного глинисто-известкового осадконакопления. На мелководье образовалась карбонатно-биостромная формация 118, основу которой составляют мощные биостромные массивы, сложенные сильно перекристаллизованными корковыми водорослями, колониальными кораллами, строматопоратами. Завершается рифообразование в позднем девоне (формация 119). Изолированный биогермный или рифовый массив франско-фаменского возраста установлен Б. В. Преображенским в верхнем течении р. Ясачная (хр. Бол. Туоннах) [Рифогенные ... , 1990]. В отличие от нижележащих формаций, ОП находятся в парагенезе с известняками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми сланцами и покровами базальтов. Формация образовалась на окраине карбонатного

шельфа с архипелагом мелких островов, в том числе вулканических, разделенных глубоководными проливами.

В Тас-Хаяхтаком блоке выделяется мощная (2500 м) верхнеордовикско-верхнесилурийская формация биогермных массивов **120** [Вишнеvский, Вагапов, 1986]. Органогенные постройки представлены одиночными водорослево-кораллово-строматопоровыми биогермными массивами мощностью до 560 м и площадью 5–6 км². Область накопления формации отвечает зоне мелководья на границе с относительно глубоководной шельфовой зоной. Позднесилурийские (пржидольские) внутрिलाгунные одиночные водорослевые биогермы входят в состав галогенно-карбонатной формации **121**, развитой в южной части хр. Тас-Хаяхта. Нижнедевонская карбонатно-терригенная рифовая формация **122** в объеме лохковского и эмского ярусов описана А. Н. Вишнеvским и С. У. Вагаповым. Протяженность ее в широтном направлении 150, ширина полосы 3–10 км. Основу формации составляют крупные (до 200 м) водорослево-коралловые рифовые и биогермные массивы в парагенезе с известняками, известняковыми конгломерациями, алевролитами и аргиллитами. Завершается рифообразование в среднем – позднем девоне образованием карбонатно-рифовой формации **123** с водорослево-коралловыми рифоидными и рифовыми массивами мощностью до 500 м, составляющими цепочечную систему протяженностью до 100 км с шириной полосы первые километры.

В Улухан-Тасской зоне имеются данные о развитии только средневерхнедевонской карбонатной формации биогермных массивов **124** [Рифогенные ... , 1990].

В Селеннях-Уядинской зоне процессы рифообразования охватывают интервал разреза от среднего ордовика до верхнего карбона. В среднем ордовике и верхнем силуре Селенняхского хребта выделяются карбонатные формации **125** и **126** с водорослево-коралловыми и водорослевыми массивами в ассоциации со слоистыми известняками, доломитами, сланцами. ОП нижнедевонского (лохковского и пражского) возраста известны в районе р. Селеннях (формация **127**). Они представлены массивными известняками среди черных слоистых известняков и кораллово-строматопорово-водорослевыми биостромами. Верхнедевонско-нижнекаменноугольная вулканогенно-терригенная формация **128** с биогермными массивами выделена Б. В. Преображенским по данным геологических съемок [Рифогенные ... , 1990]. Отдельные водорослево-коралловые массивы высотой 30–40 м заключены в толщу глинистых и кремнисто-пепловых сланцев.

Вдоль западного края Приколымского блока прослеживается карбонатная формация **152** ранне-среднедевонского возраста (D_{1p} – D_{2zv}) значительной мощности (400–1000 м) с крупными биостромными и биогермными массивами, сложенными кораллово-строматопоровыми массивными известняками и доломитами. Она находится в парагенезе со слоистыми шельфовыми карбонатами, сопровождается шлейфами продуктов разрушения ОП (карбонатные брекчии, конгломераты, гравелиты), а также включает редкие прослой и пачки 5–25 м мергелей и аргиллитов. Нижнюю часть формации (эльгенёвская свита) подстилают и перекрывают карбонатно-терригенные толщи, а верхняя часть (ярхонская свита) залегает среди терригенно-карбонатных отложений с покровами эффузивов основного и среднего состава и пластами их туфов.

Кроме Верхояно-Колымской складчатой области имеются данные о распространении рифогенных комплексов в Алазейской и Чукотской СС.

В Алазейской СС рифовые формации известны в Рассошинском блоке и в Березовской зоне северо-восточного края Омолонского массива. Они представлены формациями двух типов: терригенно-вулканогенными с биогермами и биогермными массивами и карбонатными с биогермными массивами. Терригенно-вулканогенные формации установлены в среднем – верхнем ордовике Рассошинского блока (реки Зырянка, Рассоха – **129**) и среднем девоне – нижнем карбоне Березовской зоны (бассейн р. Омолон – **133**). Они образовались в обстановках окраинного моря с цепочками вулканических поднятий, служивших цоколем органогенных массивов. Ордовикские биогермные массивы высотой 5–30 м встречаются среди туфов, туфобрекчий и лав основного состава, алевролитов и сланцев; среднедевонские – нижнекаменноугольные биогермы и биостромы образуют парагенезы с липаритами, андезитами, их туфами, а также конгломератами. Карбонатные формации распространены в Рассошинском блоке в нижнем девоне (**130**), среднем – верхнем девоне (**131**) и нижнем карбоне (**132**). ОП, входящие в состав формации, представлены биогермами, биостромами и биогермными массивами в ассоциации с мелководно-шельфовыми известняками и доломитами.

В Чукотской складчатой области рифовые формации установлены в палеозое на п-ове Чукотка и о. Врангеля. Осадки накапливались в шельфовых условиях с чередованием мелководных и относительно глубоководных фаций. На Чукотке в обстановках мелкого моря в позднеордовикско-позднесилурийское и раннекаменноугольное время формировались рифовые биоценозы, аналогичные установленным для Верхояно-Колымской области. Нижне-среднепалеозойские ОП (**134**) представлены биогермными и биостромными массивами высотой до 100 м среди слоистых известняков и доломитов. Нижнекаменноугольные кораллово-водорослево-мшанковые биогермные массивы (**135**) крупнее (до 250 м), наблюдаются в ассоциации со слоистыми известняками, сланцами, алевролитами и песчаниками. На о. Врангеля карбонатные рифовые формации выявлены в нижнем (**136**) и среднем (**137**) карбоне. Ранневизейские рифы распространены на южном склоне Центральных гор. Севернее они замещаются слоистыми доломитами. Среднекаменноугольная рифовая формация развита на северном склоне Центральных гор и западном побережье острова. Органогенные постройки относятся к типу окраинно-шельфовых биогермных массивов. Наиболее приближенные к шельфовому склону биогермные массивы, как правило, водорослевые, более удаленные – водорослево-мшанковые.

В Корякско-Западно-Камчатской складчатой системе среди мезозойских терригенно-вулканогенных образований выделяется несколько блоков (геоантиклинальных поднятий) палеозойских комплексов, содержащих рифовые формации. В пределах Пенжинского хребта Б. В. Преображенским выделена терригенно-вулканогенная формация **138** в объеме ашгиллского яруса верхнего ордовика, состоящая из отдельных коралловых биогермов и биостромов высотой 3–5 м среди базальтов, яшм и граптолитовых сланцев. Осадки накапливались в обстановке островного моря с вулканическими островами. В восточной части Корякского нагорья В. И. Устрицкий в 1975 г. обнаружил рифовые массивы раннекаменноугольно-позднепермского возраста в терригенно-вулканогенно-кремнистой вмещающей толще (**139**). Возможно, что органогенные постройки траассируют выход древней палеозойской островной дуги, унаследованно

развивавшейся и в мезозое. Так, Е. В. Краснов [1983] сообщает о находках верхнеюрских водорослево-коралловых биогермов мощностью от 5 до 25 м в центральной части Корякского нагорья. Биогермы являются частью терригенно-вулканогенной толщи и залегают непосредственно на базальтах.

В Сихотэ-Алинской складчатой системе рифовые формации распространены в южной ее части и связаны с Центральной ее зоной [Рифогенные ... , 1990]. Терригенная формация **140** с рифовыми и биогермными массивами в объеме кептенского и вучапинского ярусов верхней перми выделена на южных отрогах хр. Сихотэ-Алинь (реки Сучан и Уссури) и описана многими исследователями (В. Н. Силантьев, Ф. Р. Лихт, С. М. Таши, А. П. Никитина, Г. С. Кропачева и др. [Рифогенные ... , 1990]). ОП представлены рифами изометричной и удлиненной формы и биогермными массивами среди песчаников, алевролитов, сланцев, лав кислого состава. Накопление формации происходило в узкой мелководной зоне параллельной островному поднятию. Различаются береговые и барьерные рифы, разделенные впадинами с алевроито-глинистыми осадками. Восточнее располагалась относительно глубоководная зона открытого бассейна с вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями.

Кремнисто-вулканогенно-терригенная формация **141** нижнего карбона (визе) — верхней перми выделена на юго-восточном склоне хр. Сихотэ-Алинь по материалам А. П. Никитиной. В ней рифовые и более мелкие изолированные органогенные массивы имеют площадь выходов от нескольких сотен квадратных метров до 4 км² при высоте от первых десятков до 1000 м. Предполагается, что рифовые комплексы приурочены к внутривосточным островным поднятиям, устойчиво развивавшимся в течение позднего палеозоя и мезозоя. На юго-восточном склоне хр. Сихотэ-Алинь (р. Тетюхе) развита вулканогенно-терригенная рифовая формация **142** карнийского яруса верхнего триаса. Согласно Е. В. Краснову (1975), кораллово-водорослевые рифовые массивы мощностью 200–500 м образуют цепочку северо-восточного простирания. Они сопровождаются известняковыми брекчиями предрифового шлейфа и заключены в толщу песчаников, алевролитов, кремнистых пород, базальтов. Рифовая формация образовалась в обстановке архипелаговой зоны пермско-мезозойского океанического бассейна. Краевые части карнийских островных рифов являются основными зонами локализации полиметаллических месторождений Дальнегорского рудного района.

На о. Сахалин, по материалам Е. В. Краснова и В. О. Савицкого [1973, 1983], кремнисто-вулканогенная формация **143** с цепочками биогермных массивов кимериджско-титонского возраста выделена в Восточно-Сахалинских горах и на юго-восточном окончании острова. Органогенные постройки образуют цепочку меридионального простирания среди пелагических глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, радиоляритов, яшм, спилитов, долеритовых порфиринов. Рифовая формация является северной частью единой дугообразной Японо-Сахалинской рифовой верхнеюрской зоны общей протяженностью 3000 км, которая служила барьером, отделявшим в поздней юре бассейны Хоккайдо-Сахалинского прогиба (окраинная часть океана) от бореальных вод внутренних морей материковой части Дальнего Востока с совершенно иной донной фауной (внутренние моря).

2.2. РИФОВЫЕ ФОРМАЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

2.2.1. Геодинамические обстановки образования современных рифов

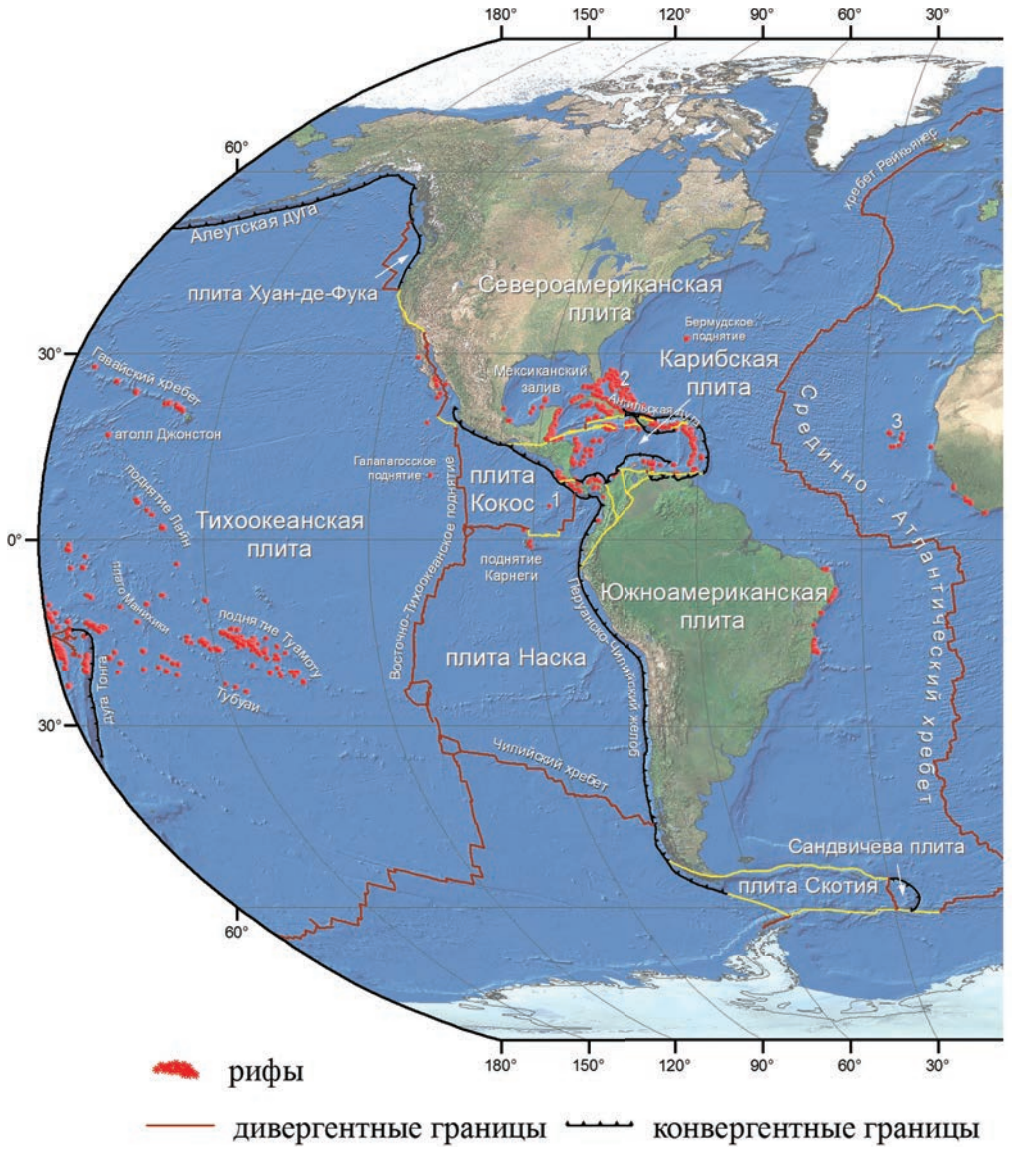
В современных океанах для образования протяженных долгоживущих рифовых систем необходимо сочетание благоприятных климатических, геоморфологических и тектонических факторов. Современные рифы образуются в тропических морях, они приурочены к положительным формам рельефа морского дна и участкам устойчивого тектонического погружения. Эти условия реализуются в разных геодинамических обстановках на всех стадиях геодинамического цикла развития океана. Рифовые постройки образуются на плечах внутриконтинентальных и межконтинентальных рифтов; на зрелых пассивных континентальных окраинах в зонах перехода от континентальной коры к океанической; на конвергентных границах литосферных плит в обстановках островных дуг, окраинных и остаточных бассейнов; в пределах разнообразных структур океанических плит — океанических рифтов, трансформных разломов, вулканических поднятий, микроконтинентов (рис. 2.36). Таким образом, само по себе наличие рифовых комплексов в палеобассейне указывает лишь на его принадлежность к океаническому бассейну или тесную связь с ним. Для более точной диагностики геодинамической природы осадочного палеобассейна, содержащего рифовые формации, необходимо определить литогеодинамические критерии, характерные для бассейнов разного геодинамического типа.

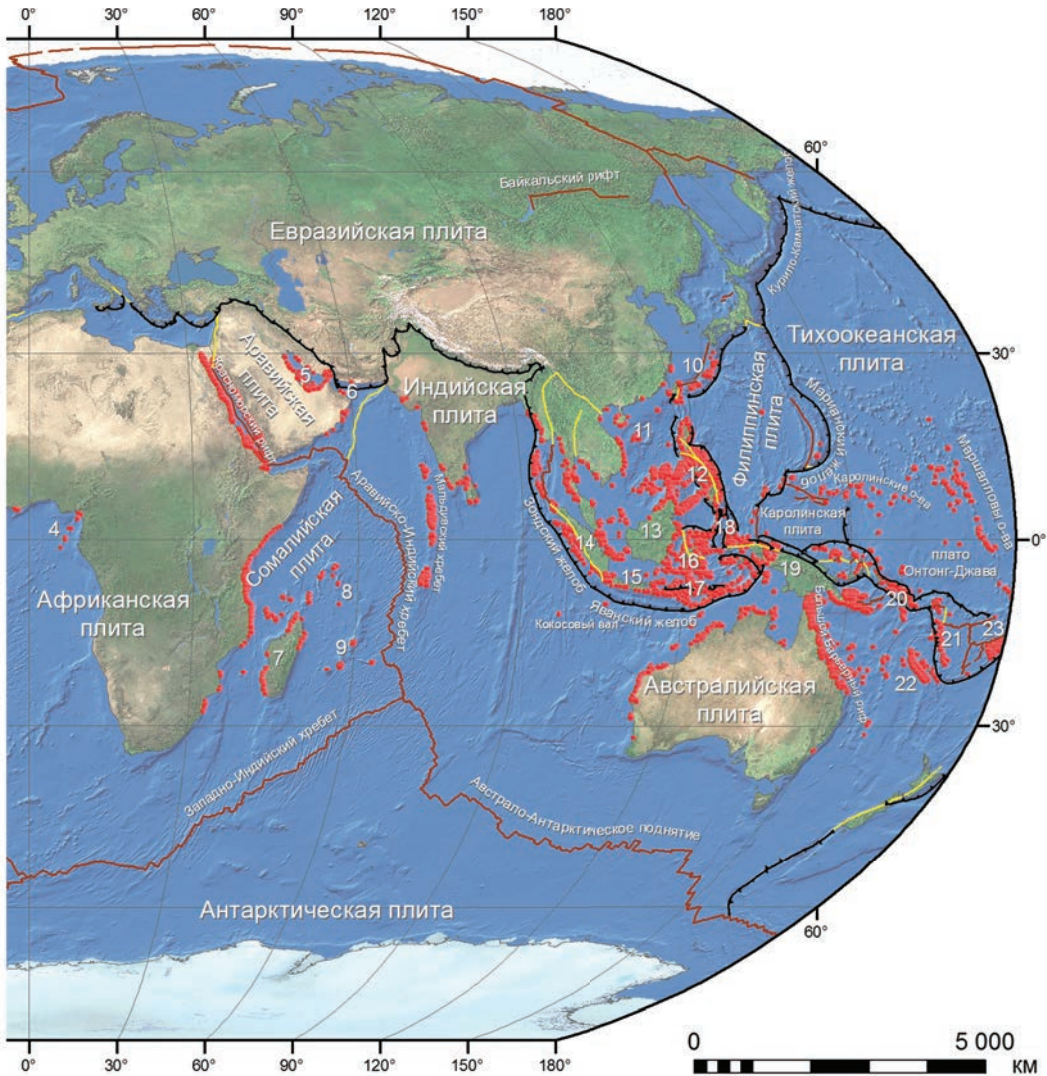
Для геодинамической типизации осадочных бассейнов в качестве теоретической базы используются положения и модели тектоники литосферных плит. В настоящей работе принята классификация геодинамических типов осадочных бассейнов, разработанная во ВСЕГЕИ для решения различных задач теоретической и прикладной геологии [Литогеодинамика ... , 1998; Беленицкая, 2008; и др.]. Различаются три группы обстановок: деструктивно-дивергентные, конвергентные и внутриплитные (табл. 2.3).

2.2.2. Геодинамические обстановки образования рифовых формаций в осадочных бассейнах фанерозоя на территории России

Литогеодинамические модели осадочных бассейнов деструктивно-дивергентных обстановок

В современных океанах крупные рифовые системы формируются как на стадии образования межконтинентального рифта (рифты Красного моря), так и на стадии зрелой пассивной континентальной окраины (пассивные окраины Атлантического и Индийского океанов). Благоприятные условия для образования рифовых комплексов возникают у внешней бровки шельфа на стадии структурного становления пассивной окраины





(штрихи направлены в сторону субдукции) — трансформные разломы

Рис. 2.36. Карта геодинамического положения современных рифовых комплексов

1 – поднятие Кокос, 2 – Большая Багамская банка, 3 – острова Зеленого мыса, 4 – линия Камерун, 5 – Персидский залив, 6 – Оманский залив, 7 – Мадагаскарский микроконтинент, 8 – Сейшельские острова, 9 – Маскаренский хребет, 10 – дуга Рюкю, 11 – Парасельские острова, 12 – Филиппинская дуга, 13 – о. Борнео, 14 – о. Суматра, 15 – о. Ява, 16 – о. Сулавеси, 17 – Малые Зондские острова, 18 – Молуккские острова, 19 – о. Новая Гвинея, 20 – Соломонова дуга, 21 – дуга Вануату (Новые Гебриды), 22 – о. Новая Каледония, 23 – о-ва Фиджи

Таблица 2.3

Геодинамическая классификация осадочных бассейнов

Геодинамические режимы		Классы геодинамических обстановок	Геодинамические типы бассейнов		
Деструктивно-дивергентный	Рифтогенный и пострифтогенный	Рифтогенные внутриконтинентальные	Впадины внутриконтинентальных рифтов, авлакогены ранние (эпиколлизионные)		
			То же, поздние (синплитные)		
			Надрифтовые впадины		
			Сдвиговые бассейны в пределах рифтогенных систем		
	Спрединговый и постспрединговый	Рифтогенные межконтинентальные	Бассейны межконтинентальных рифтов		
		Рифтогенные океанические	Бассейны океанических рифтов		
	Пассивноокраинные	Бассейны пассивных окраин (стабильных)			
		Бассейны зон активизации пассивных окраин			
Конвергентный	Субдукционный	Активноокраинные (островодужные и окраинно-континентальные)	Глубоководные желоба		
			Преддуговые и междуговые трог		
			Задуговые бассейны	Вторичнорифтовые бассейны активноокраинных поясов (бассейны растяжения)	
				Окраинные бассейны (окраинные моря)	
				Краевые прогибы активноокраинных поясов (раннеорогенные)	
				Внутренние (межгорные) впадины активноокраинных поясов (раннеорогенные)	
	Впадины областей перисубдукционной активизации				
	Коллизионный	Коллизионные	Краевые прогибы коллизионных поясов (позднеорогенные)		
			Внутренние (межгорные) впадины коллизионных поясов (позднеорогенные)		
			Остаточные бассейны коллизионных поясов		
Впадины позднеколлизионных рифтов (тафрогенные)					
Впадины областей периколлизионной активизации (зон торошения)					
Внутриплитный	Активизационный внутриплитный	Внутриокеанической активизации	Бассейны активизированных частей океанических плит		
		Внутриконтинентальной активизации	Бассейны активизированных частей континентальных плит		
	Стационарный внутриплитный	Стабильно-океанические	Бассейны стабильных частей океанических плит		
		Стабильно-континентальные	Бассейны стабильных частей континентальных плит		

при активном прогибании шельфового мелководья и незначительном терригенном сносе с континента в условиях аридного климата [Литогеодинамика ... , 1998]. Крупные рифовые системы могут также формироваться на пассивных окраинах континента при их взаимодействии с островной дугой, когда зона субдукции ориентирована от континента (Большой Барьерный риф Австралии).

На наиболее изученных пассивных окраинах Атлантического океана барьерно-рифовые системы появляются в юре. Они подстилаются мощными континентальными пестроцветными полифациальными терригенными и соленосными формациями. Выделяются юрские, меловые, палеоген-неогеновые и современные рифы, барьерные системы которых смещаются в сторону континента по мере разрастания океанического дна [Грачевский, Кравчук, 1989]. Для пассивных континентальных окраин характерны протяженные (сотни км) долгоживущие рифовые системы. Так, меловые барьерно-рифовые системы можно проследить вдоль восточного побережья Америки от Фолклендских островов на юге до Ньюфаундленда на севере, а также вдоль западного побережья Африки и Европы. Вообще же время существования рифовых формаций пассивных окраин Атлантического океана составляет около 150 млн лет.

Для пассивных окраин океана характерны мощные карбонатно-рифовые формации с линейным расположением органогенных построек. Органогенные постройки, как правило, фациально-дифференцированные с хорошо выраженными шлейфами обломочного материала, занимают крайнее положение на внешнем шельфе на границе с континентальным склоном (рис. 2.37). В парагенезе с рифовыми формациями присутствуют мелководно-морские терригенно-карбонатные образования, а на отдельных уровнях прослойки глубокоководных отложений. В сторону глубокоководной впадины рифогенные комплексы замещаются батинальными, преимущественно тонкообломочными терригенными осадками (разнообразными по составу илами), содержащими примесь биогенного (в основном планктонного) материала. В ассоциации с тонкообломочными осадками могут присутствовать фации обломочных и мутьевых потоков, в том числе сложенные продуктами разрушения рифогенных пород.

С рифовыми формациями пассивных континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов связаны крупные месторождения углеводородов [Грачевский, Кравчук, 1989].

В ископаемом состоянии осадочные бассейны пассивных континентальных окраин в ненарушенном состоянии сохраняются лишь частично; отдельные их фрагменты обычно входят в состав складчато-покровных образований.

Рифовые формации, образовавшиеся в обстановках континентального рифтогенеза, в отличие от межконтинентальных океанических рифтов встречаются сравнительно редко. Примером являются рифтогенные прогибы Нордкапский, Ольги и др. на западе шельфа Баренцева моря. Здесь карбонатно-рифовые формации верхнекаменноугольно-раннепермского возраста сменяют в разрезе терригенные угленосные формации группы Биллифьорден и в сторону прогиба замещаются мощной галогенной формацией, а в сторону берега карбонатно-эвапоритовой формацией. Перекрываются рифовые формации кремнисто-карбонатными, терригенно-кремнисто-карбонатными формациями глубокого шельфа, образовавшимися в обстановке термального по-



Рис. 2.37. Литогодинамическая модель пассивной континентальной окраины, отражающая положение рифовых формаций

А – фундамент: 1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора. *Б* – осадочные и вулканогенно-осадочные формации: 3 – рифтогенные вулканогенно-терригенные, терригенные, галогенные; 4 – прибрежно-морские карбонатно-терригенные, карбонатно-эвапоритовые; 5 – прибрежно-морские карбонатно-эвапоритовые; 6 – мелководно-морские карбонатно-терригенные; 7 – мелководно-морские карбонатные; 8 – мелководно-морские карбонатно-терригенные, карбонатно-эвапоритовые; 9 – карбонатно-рифовые; 10 – терригенно-рифовые; 11 – вулканогенно-рифовые; 12 – вулканогенная андезитовая, андезит-дацитовая; 13 – шельфовых впадин глинисто-карбонатная; 14 – шельфовых впадин карбонатно-кремнисто-глинистая (доманикоидная); 15 – терригенная флишеидная; 16 – терригенная флишевая, олистостромовая; 17 – глубоководная карбонатно-кремнистая; 18 – глубоководная терригенная, кремнисто-терригенная; 19 – моласса терригенная, галогенная

стрифтоного прогибания бассейна. Рифовые формации занимают краевое положение на бортах прогибов и представлены преимущественно био-рифтами небольшой мощности.

Литогодинамические модели рифосодержащих осадочных бассейнов конвергентных обстановок

Рифовые формации широко распространены как в осадочных бассейнах субдукционных обстановок, так и в бассейнах, возникших на коллизионно-орогенной стадии развития океана.

Литогодинамические модели рифосодержащих палеобассейнов субдукционных обстановок. Одними из основных областей распространения современных рифов являются конвергентные границы литосферных плит и связанные с ними островные дуги и окраинные моря. Рифы этого геодинамического типа широко распространены в Тихоокеанском регионе, в зонах конвергентного взаимодействия Тихоокеанской плиты с Австра-

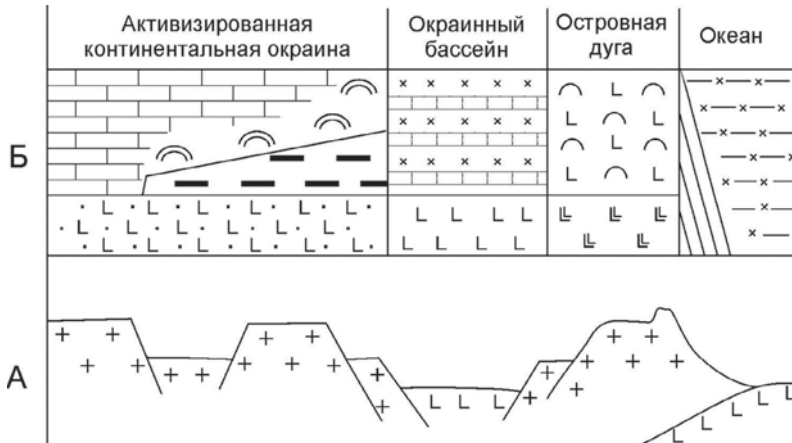


Рис. 2.38. Литогеодиническая модель активной континентальной окраины на субдукционной стадии развития, отражающая положение рифовых формаций

Усл. обозн. см. на рис. 2.37

лийской (дуга Вануату, Соломонова дуга, дуга островов Тонга и архипелага Бисмарка) и Филиппинской (острова Оцу, Бонинские, Марианские) плитами, а также Филиппинской, Австралийской и Индостанской плит с Евразийской плитой (дуги Рюкю и Филиппинская, острова Зондские, Андаманские, Никобарские, Суматра, Ява). На востоке Тихоокеанского региона островодужные рифы связаны с Антильской островной дугой, возникшей в зоне взаимодействия Южной-Американской и Карибской плит.

Латеральный ряд осадочных и вулканогенно-осадочных бассейнов активной континентальной окраины, содержащий рифовые формации, включает островодужные, задуговые окраинные бассейны и бассейны активизированных частей континентальных плит (рис. 2.38).

Характерные примеры рифовых ландшафтов островных дуг описаны Б. В. Преображенским [1986] для Новых Гебрид (дуга Вануату). Эти вулканические острова имеют крутой склон, осложненный подводными террасами. На их твердом субстрате, выступающем из-под пепла, начинают формироваться органогенные постройки. В силу концентрического расположения террас рифовые полосы вокруг островов также имеют концентрическое многоярусное строение. В интервале глубин 2–25 м выделено шесть уровней рифообразования. Для островных дуг характерны не выдержанные по простиранию органогенные постройки в ассоциации с вулканическими породами, среди которых присутствуют как эффузивные, так и эксплозивные фации.

Под окраинными осадочными бассейнами понимаются задуговые бассейны, сформировавшиеся на океанической или переработанной континентальной коре [Литогеодинамика ... , 1998]. В периконтинентальных окраинных бассейнах задуговые инициальные рифты закладываются на континентальной коре, в дальнейшем для них характерны спрединг с образованием коры субокеанического типа и формирование глубоководного бассейна. Вертикальная последовательность формаций окраинного бассейна подобна океанической: в основании залегают подушечные лавы

базальтов, выше — биогенные (планктогенные) пелагические формации (фосфатоносные радиоляриевые фтаниты и кремнистые сланцы, пелагические тонкозернистые известняки), а затем терригенные глубоководные, обычно турбидитовые. Для окраинных бассейнов типичны крупные рифовые системы, занимающие краевое положение на границе континентального шельфа и глубоководной впадины. Рифовые формации залегают на рифтогенных терригенно-вулканогенных отложениях и перекрываются флишевой формацией. По латерали они замещаются карбонатно-кремнисто-глинистой пелагической формацией.

Окраинные бассейны, сформировавшиеся на океанической коре, в ископаемом состоянии не сохраняются. Их фрагменты, представленные островодужными формациями и формациями пелагических биогенных и терригенных пород, присутствуют в составе покровно-складчатых комплексов. Периконтинентальные бассейны или их части могут входить в состав недислоцированного осадочного чехла.

Литогеодинамические модели рифосодержащих палеобассейнов коллизионно-орогенных обстановок. Рифовые формации широко распространены в осадочных бассейнах, связанных с коллизионно-орогенной стадией развития океана. Различаются рифовые формации краевых прогибов и остаточных бассейнов. При благоприятных ландшафтно-климатических условиях крупные рифовые системы образуются на ранних стадиях развития краевых прогибов, когда снос терригенного материала с растущего орогена не препятствует росту органогенных построек. В краевом прогибе еще сохраняются морские обстановки осадконакопления, сам бассейн сохраняет связь с Мировым океаном.

Примером современного краевого прогиба, где формируются рифы, является Персидский залив. Он приурочен к Предзагорскому краевому прогибу, расположенному между Нубийско-Аравийской плитой и Загорской складчатой системой. Рифы тяготеют преимущественно к южной, аравийской части залива, где они образуют многочисленные острова и банки.

На территории России хорошо изучены рифовые формации Предуральского краевого прогиба. Здесь они формировались на обоих его бортах; основное рифообразование происходило на передовом валу — фольбардже внешнего борта, более удаленного от растущего орогена. Устойчивое прогибание территории способствует образованию мощных протяженных линейных рифовых систем, которые по мере развития прогиба смещаются в сторону платформы. В Предуральского прогибе с востока на запад последовательно выделяются полосы сначала верхнекаменноугольных, затем раннепермских рифов.

Для рифовых формаций внешнего борта передовых прогибов характерна вертикальная последовательность формаций: мелководно-морская карбонатная → карбонатно-рифовая → молассовая (рис. 2.39).

На внутреннем борту передовых прогибов рифы встречаются в ассоциации с грубообломочными породами: песчаниками, гравелитами, конгломератами, глыбовыми карбонатными брекчиями. Обычны здесь и крупные олистостромы с размером олистолитов до многих десятков метров. Образование карбонатных пород, в том числе и биогермов, приурочено к периодам прекращения активного терригенного сноса со стороны орогенной системы.

В результате коллизионно-орогенных движений окраинные бассейны, сформировавшиеся на субдукционной стадии развития океанов, часто

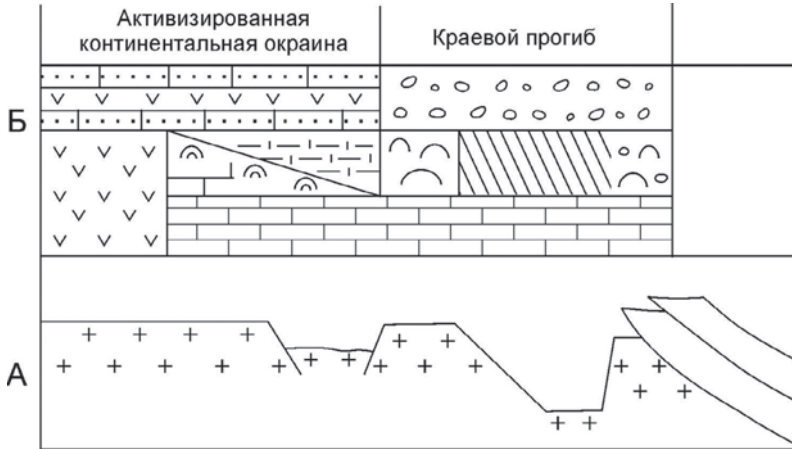


Рис. 2.39. Литогеодиническая модель активной континентальной окраины на коллизионно-орогенной стадии развития, отражающая положение рифовых формаций

Усл. обозн. см. на рис. 2.37

трансформируются в остаточные. При благоприятных ландшафтно-климатических условиях в них на ранних стадиях развития формируются рифогенные комплексы. Рифовые формации остаточного бассейна наследуют в разрезе рифовые формации окраинно-морского бассейна, но в отличие от него в сторону глубоководья замещаются флишевой формацией и перекрываются терригенной или галогенной молассой.

Литогеодинические модели рифосодержащих палеобассейнов внутриплитных обстановок. Внутриплитные рифовые формации распространены как в пределах континентальных, так и океанических плит.

Рифовые формации для внутренних частей континентальных плит в целом не характерны. На территории России известны единичные примеры карбонатных формаций с органогенными постройками небольшой мощности, приуроченными к краевым частям внутриплитных депрессий. Время их существования ограничивается ярусом или частью яруса. Толщи, заключающие ОП, подстилаются и перекрываются мелководно-морскими карбонатными, терригенно-карбонатными формациями, а по латерали замещаются глинисто-карбонатными формациями, образовавшимися на умеренных глубинах. Примером внутриплитных формаций является раннесилурийская карбонатная с биогермами и биостромами формация Сибирской платформы.

Гораздо больше распространены периконтинентальные рифовые формации, которые образуются здесь в периоды активизации тектонических движений, синхронных геодинамическим процессам, протекающим в прилегающих океанических областях. Содержащие такие формации бассейны отнесены нами к категории активизированных частей континентальных плит. Среди них выделены бассейны активизированных пассивных континентальных окраин, а также бассейны, опосредованно связанные с субдукционной и коллизионно-орогенной стадиями развития океана.

Для активизированных пассивных окраин типичен следующий вертикальный ряд формаций: карбонатные, терригенно-карбонатные мелковод-

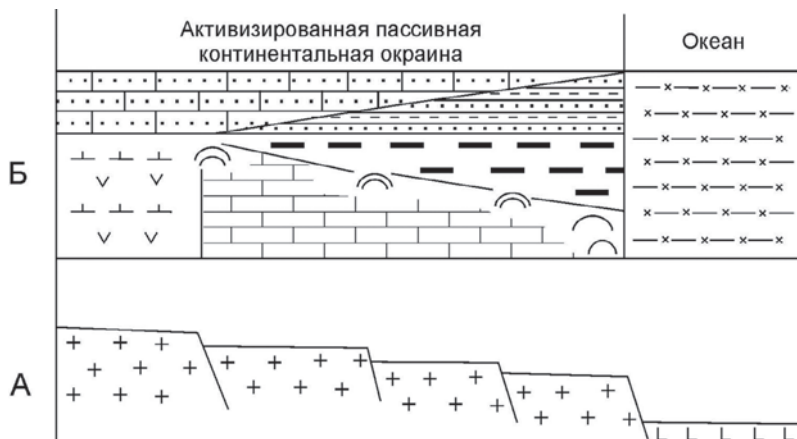


Рис. 2.40. Литогеодинамическая модель активизированной пассивной континентальной окраины, отражающая положение рифовых формаций

Усл. обозн. см. на рис. 2.37

ные → карбонатно-рифовые с трансгрессивным (в сторону суши) смещением органогенных построек → терригенно-карбонатные и терригенные мелководные. По латерали рифовые формации замещаются карбонатно-глинистыми формациями доманикоидного типа (рис. 2.40).

При субдукционных процессах, когда они сопровождаются образованием периконтинентальных окраинных бассейнов, рифтогенез затрагивает не только территорию самого бассейна, но и прилегающие районы континентальных плит (рис. 2.38). В результате контрастных движений здесь образуются относительно глубоководные впадины и прогибы с черносланцевой седиментацией (доманикоидные формации). Для них характерны краевые и внутридепрессийные карбонатно-рифовые формации с линейным, изолированным и кольцевым расположением органогенных построек. На зрелых стадиях развития осадочного бассейна в вертикальном разрезе обычно наблюдаются следующие формации: терригенно-вулканогенные → → карбонатно-рифовые с регрессивным (в сторону моря) смещением рифов во времени → карбонатные мелководные. В глубине бассейна рифовые формации активизированных частей континентальных плит замещаются депрессионными кремнисто-карбонатно-глинистыми отложениями доманикоидного типа. Время существования таких рифовых формаций составляет один-два отдела. В качестве примера можно назвать верхнедевонские формации Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей.

При коллизионно-орогенных движениях по мере формирования краевого прогиба в погружение также вовлекаются прилегающие части платформ, где нередко образуются впадины с некомпенсированным режимом осадконакопления. Рифовые формации приурочены к краевым частям таких впадин и в отличие от краевых прогибов залегают на мелководноморских плитчатых карбонатных отложениях, а перекрываются мелководно- и прибрежно-морскими карбонатно-терригенными или карбонатно-эвапоритовыми формациями. Центральные части впадин заполняются маломощными глинисто-карбонатными (мергелевыми) формациями.

В современном океане большую группу составляют рифы внутриокеанических поднятий, которые приурочены к массивам с континентальной корой (микроконтиненты) или к поднятиям вулканического происхождения.

Число поднятий, которые можно отнести к первому типу, весьма ограничено. В Индийском океане примером микроконтинентов, окруженных рифогенными постройками, являются о. Мадагаскар с его южным подводным продолжением и Сейшельские острова; в Тихом океане — острова Лорд-Хау и Нордфолк, принадлежащие к одноименным подводным возвышенностям между Австралией и Новой Зеландией. По особенностям строения осадочные бассейны микроконтинентов, содержащие рифовые комплексы, близки к осадочным бассейнам пассивных континентальных окраин.

Основную часть океанических внутриплитных ОП составляют примыкающие к вулканическим островам рифы и атоллы. Образование вулканических поднятий связывают с действием мантийных струй и с горячими точками. К последним принадлежит Императорско-Гавайский хребет и параллельные ему хребты островов Маршалловых, Лайн, Туамоту, Кука. Крупное скопление вулканических островов и гайотов в западно-центральной части Тихого океана интерпретировано Л. П. Зоненшайном и М. И. Кузьминым как результат деятельности мантийных струй. Для рифовых формаций характерна кольцевая форма распространения и парагенетическая связь с вулканическими комплексами. В ископаемом состоянии внутриплитные океанические рифовые формации сохраняются редко. Например, они выделяются в Алтае-Саянской области [Сафонова и др., 2004] (табл. 2.4).

2.2.3. Литогеохимическая типизация рифовых формаций территории России

Анализ распространения современных рифов показывает, что рифы являются индикаторами океанических обстановок или бассейнов, тесно связанных в своем развитии с океаном. Целесообразно рассматривать рифовые формации прошлого в связи с возникновением и развитием палеоокеанов. На рис. 2.41 представлен один из вариантов геодинамических реконструкций, выполненных для палеозоя [Facies ... , 2007].

Рифовые формации палеоокеана Япетус известны только на севере арх. Новая Земля в Северо-Новоземельской СФЗ.

Наиболее широко представлены палеозойские рифовые формации, образование которых связано с эволюцией Палеопацифики, Уральского и Азиатского палеоокеанов. Они известны в разных СФЗ Урало-Новоземельской, Таймырской, Яно-Колымской и других складчатых систем, а также на Восточно-Европейской и Сибирской платформах (табл. 2.5).

Гораздо меньше распространены молодые мезокайнозойские рифовые комплексы. С палеоокеаном Тетис связано образование поздне триасовых, позднеюрских и неогеновых рифов Кавказской складчатой системы и прилегающих районов Скифско-Туранской платформы, а с Палеопацификой — поздне триасовых рифов Сихотэ-Алинской СС и позднеюрских рифов Сахалина.

Таблица 2.4

Литогеодинамические критерии осадочных бассейнов разного геодинами

Геодинамическая обстановка		Тип рифовой формации	Продолжительность существования	
Деструктивно-дивергентная	Пассивных окраин	Карбонатно-рифовая с краевыми линейно ориентированными ОП	Несколько систем (до 150 млн лет)	
	Внутриплитных рифтов	Карбонатно-рифовая с краевыми линейно ориентированными ОП	Несколько ярусов	
Конвергентная	Субдукционная	Окраинных бассейнов	Карбонатно-рифовая	Одна-две системы
		Островных дуг	Вулканогенно-карбонатная, вулканогенно-терригенно-карбонатная с кольцевыми и линейно ориентированными ОП	От одного до нескольких ярусов
	Коллизионно-орогенная	Краевых прогибов	Карбонатно-рифовая, терригенно-карбонатно-рифовая	Один-два отдела
		Остаточных бассейнов	Карбонатно-рифовая с линейно ориентированными ОП	Несколько отделов
Внутриплитная	Континентальная	Внутренних частей континентальных плит	Биогермно-биостромная карбонатная с изолированными ОП	Ярус или часть яруса
		Активизированных пассивных континентальных окраин	Карбонатно-рифовая	Один-два отдела
		Активизированных частей континентальных плит на стадии субдукционных процессов	То же	То же
		Активизированных частей континентальных плит на стадии коллизионно-орогенных процессов	То же	То же
	Океаническая	Микроконтинентов	То же	От нескольких ярусов до нескольких систем
		Вулканических поднятий	Карбонатно-рифовая кольцевая	

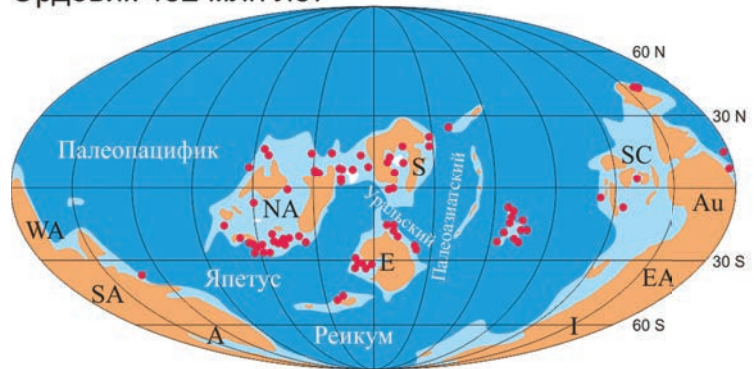
ческого типа, содержащих рифовые формации

	Подстилающая формация	Перекрывающая формация	Замещающая формация	Смещение
	Рифтогенная терригенно-вулканогенная, пестроцветная терригенная, соленосная	Флишевая	Глубоководная кремнисто-терригенная, терригенная	Трансгрессивное
	Континентальные, прибрежно-морские вулканогенно-терригенные, терригенные, карбонатно-терригенные	Мелководно-морские карбонатные, терригенно-карбонатные, кремнисто-карбонатные	Депрессионные доманикового типа, соленосные	
	Рифтогенная терригенно-вулканогенная	Флишевая	Глубоководная карбонатно-кремнисто-глинистая	
	Вулканогенная андезит-дацитовая с широким проявлением как эффузивных, так и эксплозивных фаций		Флишевая, глауберитовая глинисто-кремнистая	
	Мелководная карбонатная	Молассовая	Флишевая	Трансгрессивное
	Мелководная карбонатная, карбонатно-рифовая	Молассовая	Флишевая	
	Мелководная карбонатная, терригенно-карбонатная	Мелководная карбонатная, терригенно-карбонатная	Депрессионная карбонатно-глинистая (доманикоидная)	
	Мелководная карбонатная, терригенно-карбонатная	Рифтогенная терригенно-вулканогенная	Депрессионная карбонатно-глинистая	Трансгрессивное
	Рифтогенная терригенно-вулканогенная	Мелководная карбонатная	Доманиковская	Регрессивное
	Мелководная карбонатная	Мелководная терригенно-карбонатная, терригенная	Депрессионная карбонатно-глинистая	Трансгрессивное
	То же		Глубоководная терригенно-карбонатно-кремнистая	
	Вулканогенная базальтовая		Глубоководная терригенно-карбонатно-кремнистая	

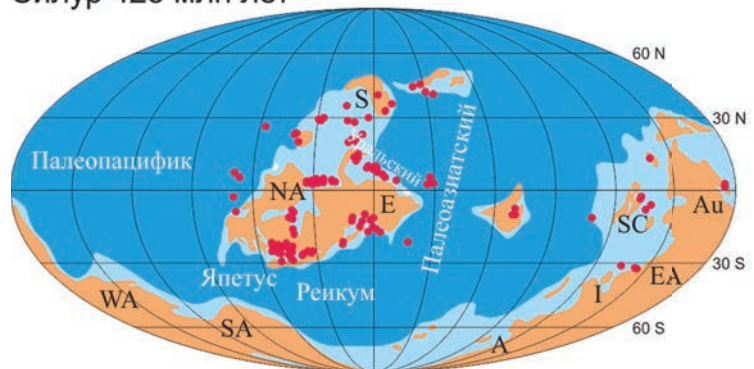
Кембрий 520 млн лет



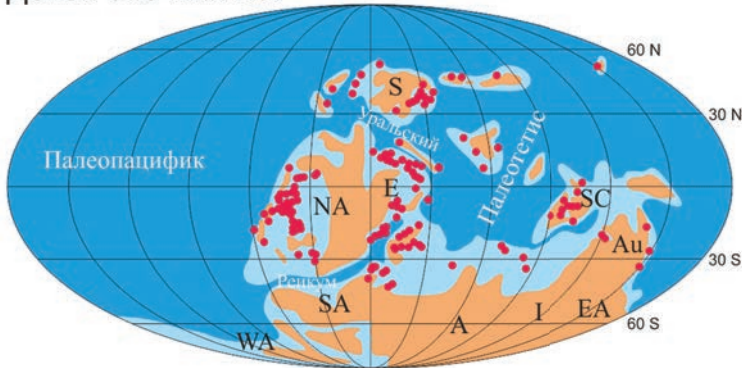
Ордовик 452 млн лет



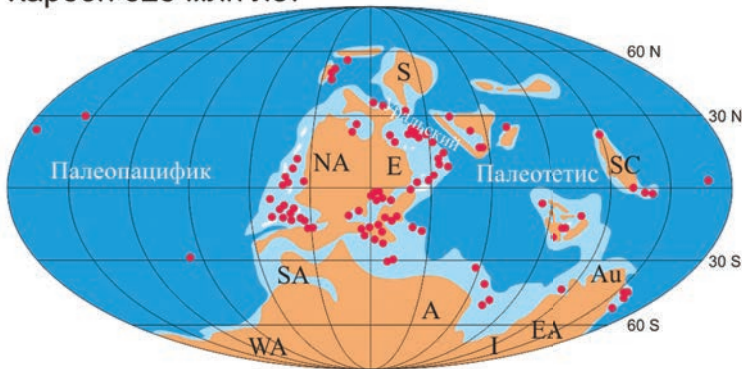
Силур 425 млн лет



Девон 375 млн лет



Карбон 325 млн лет



Пермь 277 млн лет

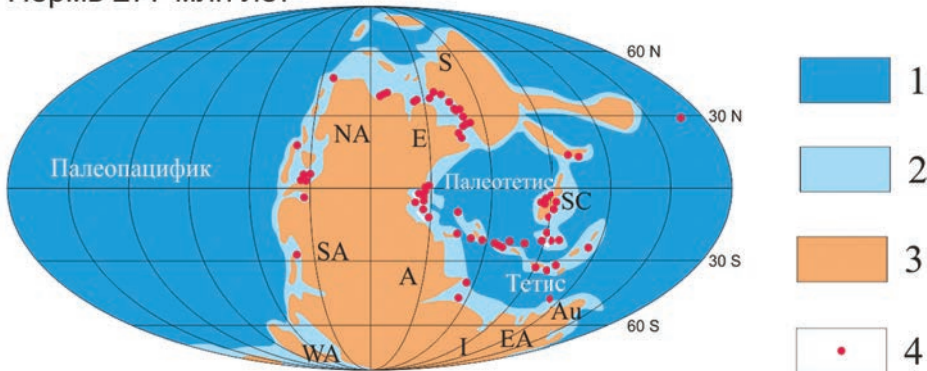


Рис. 2.41. Палеогеодинамическое положение палеозойских рифов.

По [Facies ... , 2007]

1 – океан, 2 – шельф, 3 – суша, 4 – рифы; А – Африка, Аи – Австралия, Е – Европа (Балтика), ЕА – Восточная Антарктида, I – Индия, NA – Северная Америка (Лаврентия), S – Сибирь, SA – Южная Америка, SC – Южный Китай, WA – Западная Антарктида

Рифовые формации Азиатского палеоокеана

Имеется большое количество раннепалеозойских рифовых формаций, фрагменты которых сохранились в составе Монголо-Охотского аккреционно-складчатого пояса после закрытия Азиатского палеоокеана. Здесь наиболее широко распространены кембрийские рифовые формации, которые установлены в Алтае-Саянской, Селенгино-Становой и Амуро-Охотской складчатых областях. Второй этап рифообразования характеризует поздний ордовик – силур и девон на западе Алтае-Саянской СО, а также девон Амуро-Охотской СС.

Алтае-Саянская мозаично-блоковая складчатая область состоит из разнородных блоков-террейнов и имеет сложную геодинамическую историю развития [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Елкин и др., 1994; Атлас ... , 2002; Парфенов и др., 2003; Добрецов, Буслов, 2007 и др.]. В мозаике различных террейнов лишь некоторые блоки с выступами метаморфических пород считаются древними и выделяются как микроконтиненты. Они соприкасаются с комплексами островных вулканических дуг разного возраста и аккреционно-коллизийными зонами (поясами), среди которых встречаются фрагменты коры океанического типа (офиолитовые зоны и пояса) (рис. 2.42 и 2.43).

На востоке (в современных географических координатах) располагался Сибирский кратон с пассивной континентальной окраиной [Зоненшайн и др., 1990]. Здесь реконструируется терригенно-карбонатный шельфовый пояс, примыкавший к поднятиям Восточного Саяна. К внешним, более глубоководным районам шельфа (Жержульская зона) приурочены рифовые массивы и биогермы (формация **80** мощностью до 3500 м); часть их располагалась, вероятно, непосредственно на краю шельфа (Муртуковский массив), а другие цепочечно вдоль разломов, ориентированных вкост Манского прогиба. Парагенетическая связь рифовых формаций Манского прогиба с флишевыми и молассовыми толщами позволяет отнести их к формациям передового прогиба.

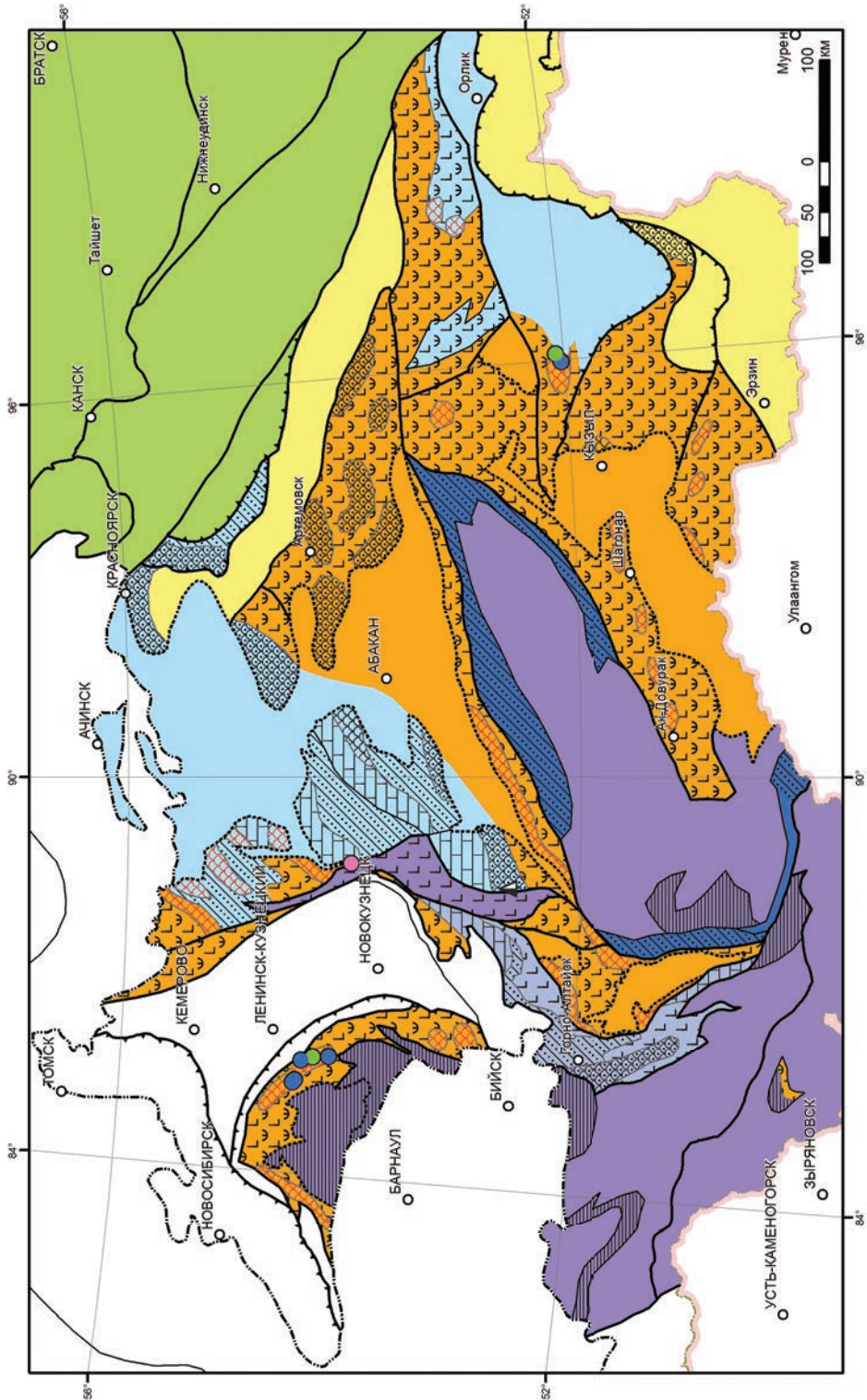
К западу от Сибирского кратона в раннем кембрии реконструируется протяженная цепь вулканических (энсиматических?) островных дуг. Отдельные крупные ее звенья получили собственные названия, у разных авторов разные: Салаирская, Минусинская и Тувинская [Зоненшайн и др., 1990]; Салаирская и Кузнецко-Таннуольская [Парфенов и др., 2003]; Салаирская, Кузнецкая и Хемчикская [Атлас ... , 2002]. Между дугами и кратоном находился океанический бассейн, в котором располагались значительных размеров массивы (террейны) с континентальной (или переходной) корой. Крупные биогермные постройки (формация **79**) известны на таких массивах в пределах Мрасско-Белькской зоны, входившей, вероятно, в состав крупного Томского микроконтинента. Постройки заключены в карбонатные породы общей мощностью до 1200 м. В аналогичных условиях формировались известняки сыныгской свиты (до 4000 м) с археоциатами в Восточно-Тувинской СФЗ (формация **82**), которая была частью обширного Тувино-Монгольского микроконтинента. Этот микроконтинент приводят как пример осадконакопления в условиях пассивной окраины [Литогеодинимический ... , 2000]. Перечисленные формации (**79**, **82**) отнесены к пассивноокраинным.

Формация **85** в Бийско-Катунском блоке – существенно карбонатная мощностью до 1000 м, с биогермными массивами; подстилается толеитовыми базальтами манжерокской свиты и, по современным представлениям [Сафонова и др., 2008], относится к океаническим внутриплитным вулканическим поднятиям.

Значительное количество органогенных построек находится в тесной ассоциации с вулканогенными толщами. Они представлены в двух регионах. На западе (Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Салаир, Западный Саян) в относительно узких линейных зонах развиты андезибазальтовые и контрастные риолит-базальтовые формации мощностью обычно более 2000 м, включающие разные по морфологии и размерам органогенные постройки (**83, 84, 86, 87**). Доля эффузивов в формациях иногда достигает 70%, существенными, иногда преобладающими компонентами являются туфогенные и терригенные породы грауваккового состава; встречаются толщи глубоководных кремнисто-глинистых и углеродистых сланцев. Сочетание вулканитов и отложений, резко различающихся по глубине накопления, в том числе рифовых построек, отражает условия, типичные для областей островных дуг.

Для востока, в районах Тувы, характерны изометричные, складчато-глыбовые зоны распространения островодужных вулканогенно-терригенных рифовых формаций **88–91**, отличающихся довольно пестрым составом эффузивов на разных участках. Биогермные тела часто закладываются на цоколе из обломочных пород, нередко конгломератов; обычно также вулканическое основание построек. В Ондумском районе известна чисто карбонатная формация **90** мощностью более 1500 м (ильчирская свита), в которой вулканиды отсутствуют. Однако нахождение их на соседних участках, а также парагенез с турбидитовой толщей, содержащей крупные олистолиты этих же известняков, свидетельствуют в пользу накопления ильчирской свиты в обстановках края шельфа вулканических островов. Близкие геодинамические условия характеризуют и накопление рифовой формации **81** мощностью до 3000 м в Сисим-Казырском синклинии, хотя он в современном районировании относится уже к другой структурной зоне. Здесь биогермные постройки находятся в тесном сочетании с пестроокрашенными терригенными отложениями (морская моласса), а в разрезе подстилаются и перекрываются вулканогенными формациями.

Таким образом, в Алтае-Саянской СО обстановки островных дуг характеризовались сочетанием контрастного рельефа областей денудации, узких приостровных шельфов и склонов, граничащих с глубоководными впадинами. Рифовые формации отличаются обилием вулканокластового и вулканического материала, а также прерывистым стратиграфическим распределением органогенных построек. Наиболее характерный тип органогенных построек – биогермные массивы, иногда значительной мощности (до 2000 м на Салаире). Во многих районах (Салаир, Кузнецкий Алатау и др.) отмечаются фациальные замещения карбонатных отложений вулканогенными и примесь туфогенного материала в породах массивов. Сам факт наличия крупных органогенных построек среди островодужных комплексов свидетельствует о прерывистом характере вулканизма, поскольку активная вулканическая деятельность и обильный терригенный снос являются неблагоприятными факторами для роста рифов.



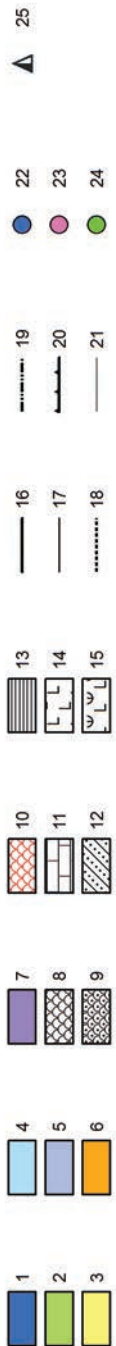


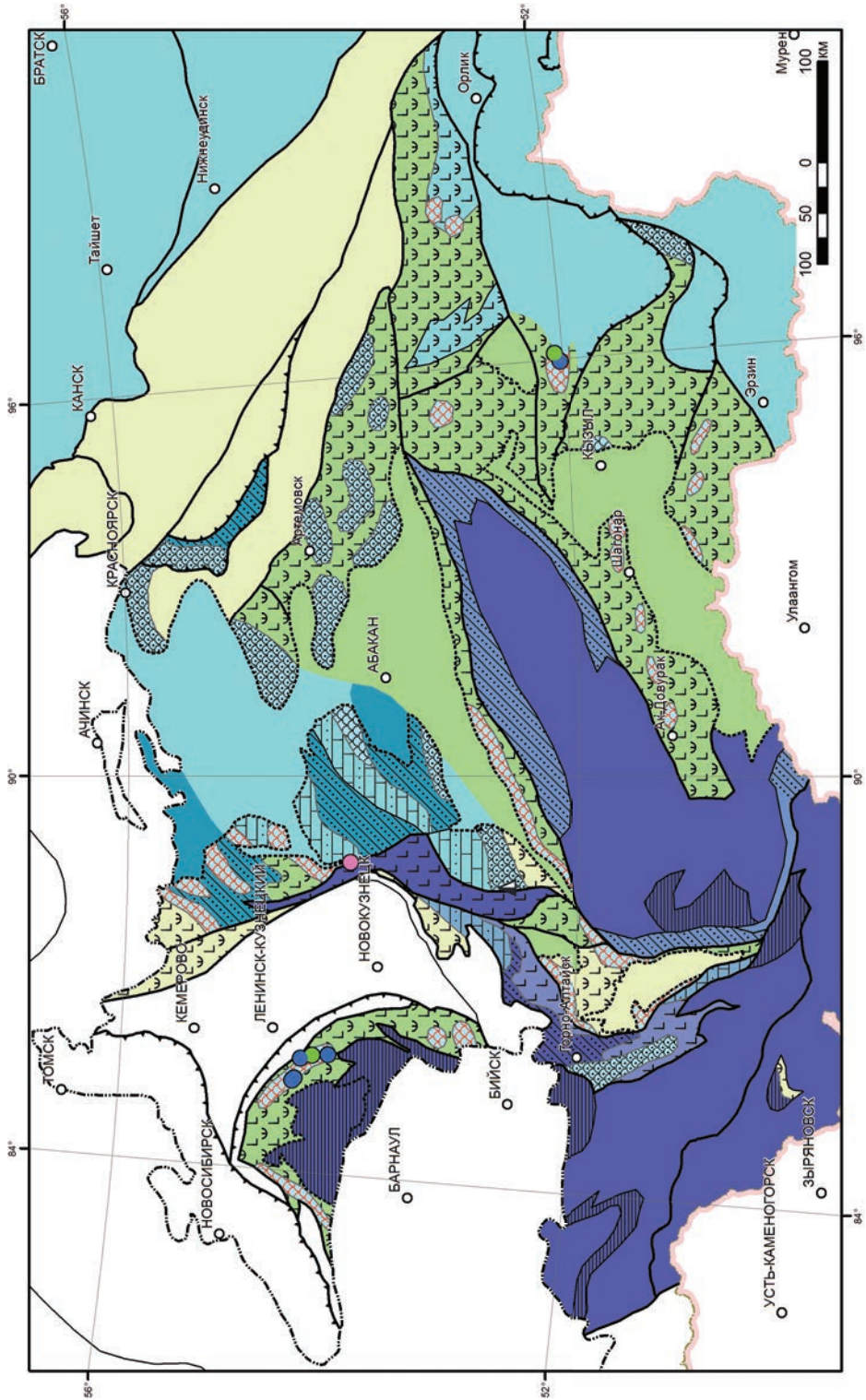
Рис. 2.42. Литогеодинамическая карта Алтае-Саянской складчатой области для раннекембрийской эпохи

Палеогеодинамические обстановки: 1 – преддуговой бассейн, 2 – пассивная окраина, 3 – микроконтинент, 4 – окраинный бассейн, 5 – гайоты, 6 – вулканическая островная дуга, 7 – океаническая плита, вещественные комплексы: 8 – рифовые карбонатные, 9 – рифовые терригенно-карбонатные, 10 – рифовые вулканогенные, 11 – карбонатные и терригенно-карбонатные, 12 – турбидиты, 13 – кремнисто-глинистые бативальные, 14 – вулканогенные, 15 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные; 16–19 – границы; 16 – основных тектонических структур, 17 – второстепенные тектонические, 18 – наложенных структур, 19 – чехла Западно-Сибирской платформы; 20 – надвиги; 21 – литофациальные границы; 22–25 – месторождения: 22 – полиметаллов, 23 – марганца, 24 – меди, 25 – фосфоритов

Склоновые отложения островных дуг представлены турбидитами, туфотурбидитами, рифовыми брекчиями и олистолитами органогенных построек, с которыми ассоциируют проявления пластовых фосфоритов (Горная Шория). Формирование фосфоритовых руд происходило, видимо, путем хемогенного и биохемогенного осаждения, что не исключает поступления фосфора в бассейн в результате подводного вулканизма и эксгаляций [Рифогенные постройки ... , 1997]. С подводной гидротермальной деятельностью связывают образование карбонатных и окисных марганцевых руд Усинского месторождения в Кузнецком Алатау. На северо-восточном склоне Салаирского кряжа, в приграничной зоне с Кузнецким прогибом, известны полиметаллические месторождения (Салаирский и Урский рудные узлы), ассоциирующие с нижнекембрийской вулканогенно-рифогенной формацией. Развитие раннепалеозойских островодужных систем в Алтае-Саянской области завершилось на рубеже среднего и верхнего кембрия масштабной аккрецией островных дуг с образованием зон офиолитовых ассоциаций и серпентинитового меланжа.

Вторая эпоха рифообразования в Алтае-Саянской области связана с каледонским этапом развития (рис. 2.44–2.46). По стратиграфическому положению и геодинамическим обстановкам различаются позднеордовикско-силурийско-раннедевонский (лохковско-пражский) и ранне(эмско) – среднедевонский этапы рифообразования. На западе Алтае-Саянской области (Горный Алтай, Салаир) после ранне-среднеордовикской орогении сформировался карбонатный шельфовый бассейн с рифами, который в позднем ордовике – силуре и начале девона развивался в режиме пассивной континентальной окраины Сибирского кратона [Елкин и др., 1994; Сенников, 2006; Сенников, 2010] (формация 92). Этот бассейн имеет субмеридиональное простирание, согласное с Уральским.

Эмско-среднедевонский этап (формация 93) отделен от ордовикско-си-



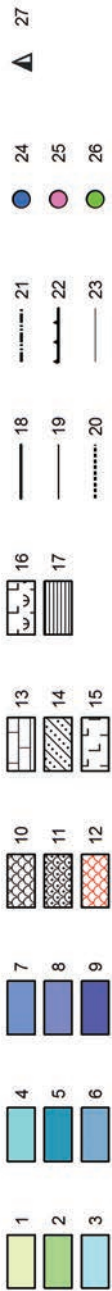


Рис. 2.43. Палеогеографическая карта Алтае-Саянской складчатой области для раннекембрийской эпохи

Палеогеографические обстановки: 1 – островная суша, 2 – нерасчлененные обстановки островных дуг, 3 – шельфовые поднятия, 4 – мелководный шельф, 5 – шельфовые впадины, 6 – глубоководный шельф, 7 – приостроводужный шельф, 8 – океанические плато, 9 – океанические впадины; вещественные комплексы: 10 – рифовые карбонатные, 11 – рифовые терригенно-карбонатные, 12 – рифовые вулканогенные, 13 – карбонатные и терригенно-карбонатные, 14 – турбидиты, 15 – вулканогенные, 16 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные, 17 – кремнисто-глинистые батитальные; 18–21 – границы: 18 – основных тектонических структур, 19 – второстепенные тектонические, 20 – наложенных структур, 21 – чехла Западно-Сибирской платформы; 22 – налвити; 23 – литофациальные границы; 24–27 – месторождения: 24 – полиметаллов, 25 – марганца, 26 – меди, 27 – фосфоритов

лурийского структурным несогласием и характеризуется активными проявлениями вулканической деятельности. В эмское время геодинамический режим меняется с пассивно- на активноукраинный [Елкин и др., 1994].

Селенгино-Становая складчатая область состоит из системы террейнов северо-восточного простирания, ограниченных разломными зонами разной кинематики. Рифовые нижнекембрийские формации в виде небольших изолированных выходов закартированы от г. Улан-Удэ почти до р. Витим, в основном на границе Икатского и Еравнинского террейнов (рис. 2.47). Еравнинская зона трактуется как островодужный комплекс [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003], а Икатская занимает позицию задугового бассейна. Вулканиды представлены андезидацитово-формацией – диабазы, андезиты, дациты, их туфы, агломераты.

Островодужные органогенные постройки раннего кембрия установлены в районе Еравнинского рудного поля с Озерным колчеданно-полиметаллическим месторождением (формация 97) [Васильев, 1977; Дистанов, 1977]. Постройки ассоциируют с вулканическими образованиями преимущественно эксплозивного генезиса. Рифообразование происходило в периоды снижения вулканической активности. В это время образовывался достаточно контрастный рельеф дна бассейна, и, вероятно, формировалась основная масса колчеданно-полиметаллических руд. Рифогенные массивы и относительно небольшие постройки развиты и на других участках рассматриваемой вулканической области к северу и северо-западу от Еравнинского рудного поля [Геология СССР ... , 1964], что, вероятно, указывает на миграцию островной дуги во времени в этом же направлении.

Для Еравнинского рудного поля и прилегающих районов намечается характерная для окраинных морей смена формаций во времени: вулканогенная → карбонатно-вулканическая

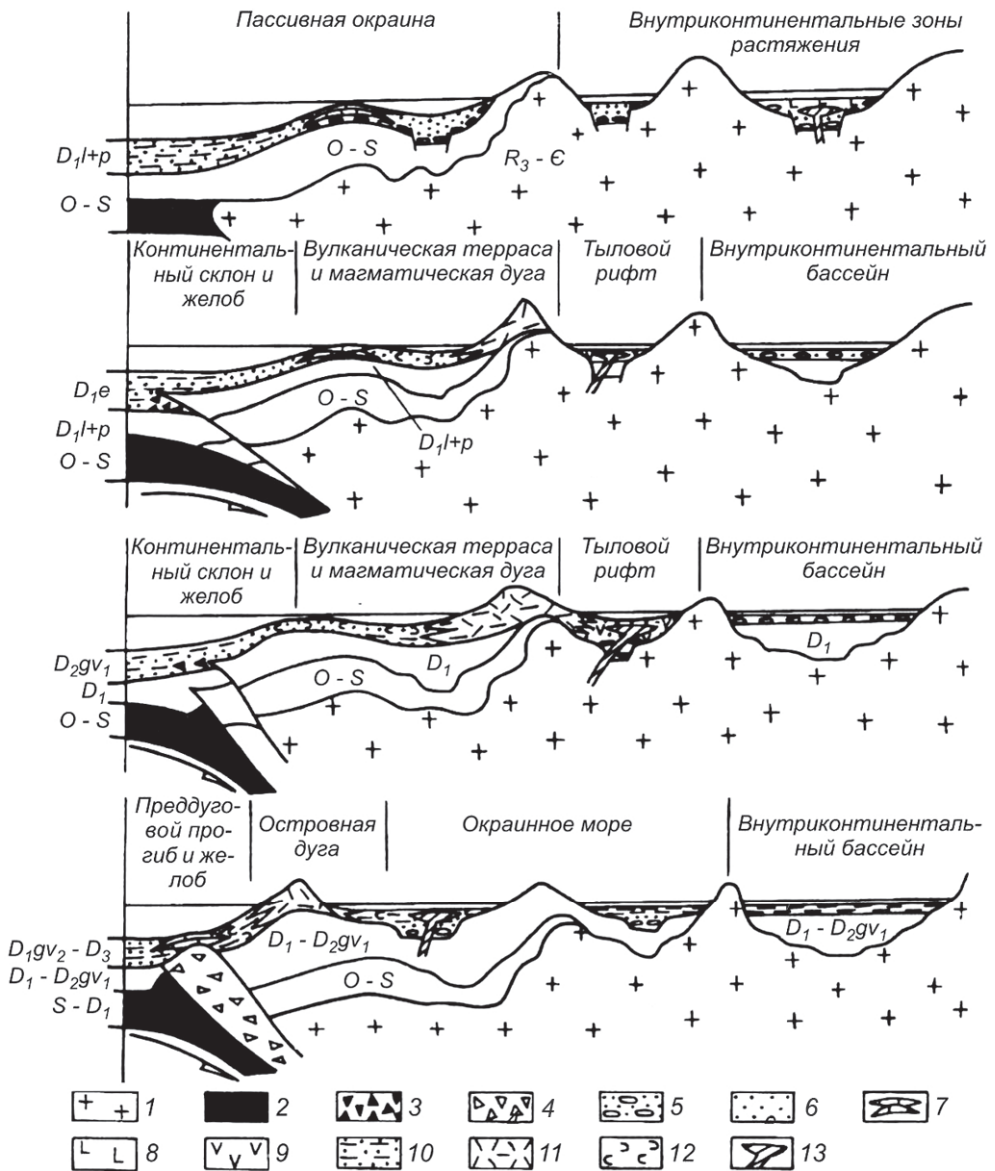


Рис. 2.44. Палеотектонические реконструкции для геодинамических обстановок девона: пассивной окраины (O–D_{1p}), активной окраины (D_{1e}–D_{2gv1}), энсиалической островодужной (D_{2gv2}–D₃). По [Елкин и др., 1994]

1 – байкалиды Алтае-Саянской области; 2 – офиолиты (O–D₁) Палеоазиатского океана; 3 – олиостромы; 4 – аккреционный клин восточной части Калба-Нарымской зоны; 5 – прибрежно-морские осадки и моласса; 6 – мелководные морские осадки; 7 – рифогенные известняки; 8 – внутриплитные бимодальные вулканические серии; 9 – вулканы бимодальной серии из зоны тыловых рифтов; 10 – турбидиты; 11 – вулканогенные образования; 12 – туфы; 13 – дайки и силлы, маркирующие зоны растяжения

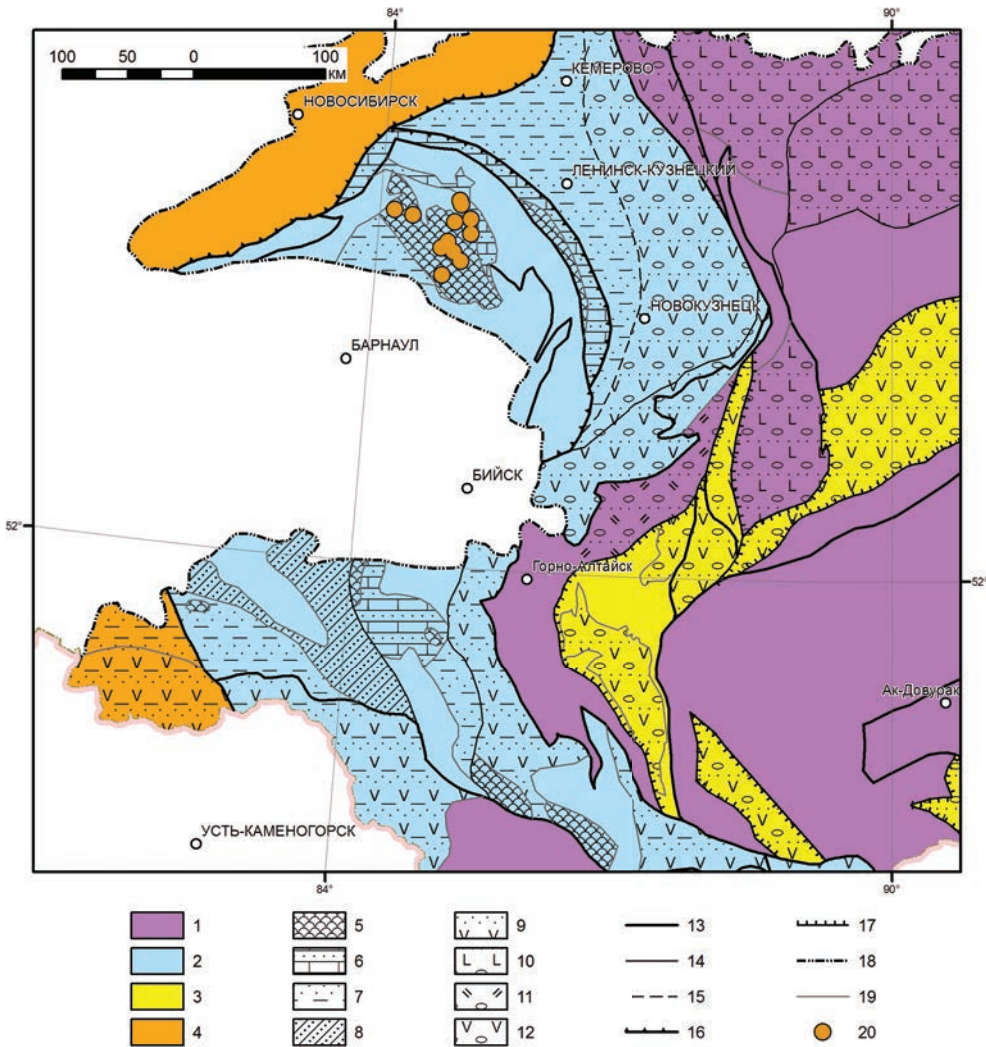


Рис. 2.45. Литогеодинамическая карта Алтае-Саянской складчатой области для ранне-среднедевонской (ложков – эйфель) эпохи

Палеогеодинамические обстановки: 1 – активноокраинные континентальные, 2 – окраинно-морские бассейны, 3 – рифтогенные, 4 – островодужные; вещественные комплексы: 5 – рифовые, 6 – карбонатно-терригенные, 7 – терригенные, 8 – турбидиты, 9 – вулканогенно-терригенные, 10 – молассоидные с субщелочными вулканитами, 11 – молассоидные с бимодальными вулканитами, 12 – молассоидные с известково-щелочными вулканитами; 13–19 – границы: 13 – основных тектонических структур, 14 – второстепенные тектонические, 15 – предполагаемые тектонические, 16 – надвиги, 17 – рифтовых впадин, 18 – чехла Западно-Сибирской платформы, 19 – вещественных комплексов; 20 – месторождения бокситов

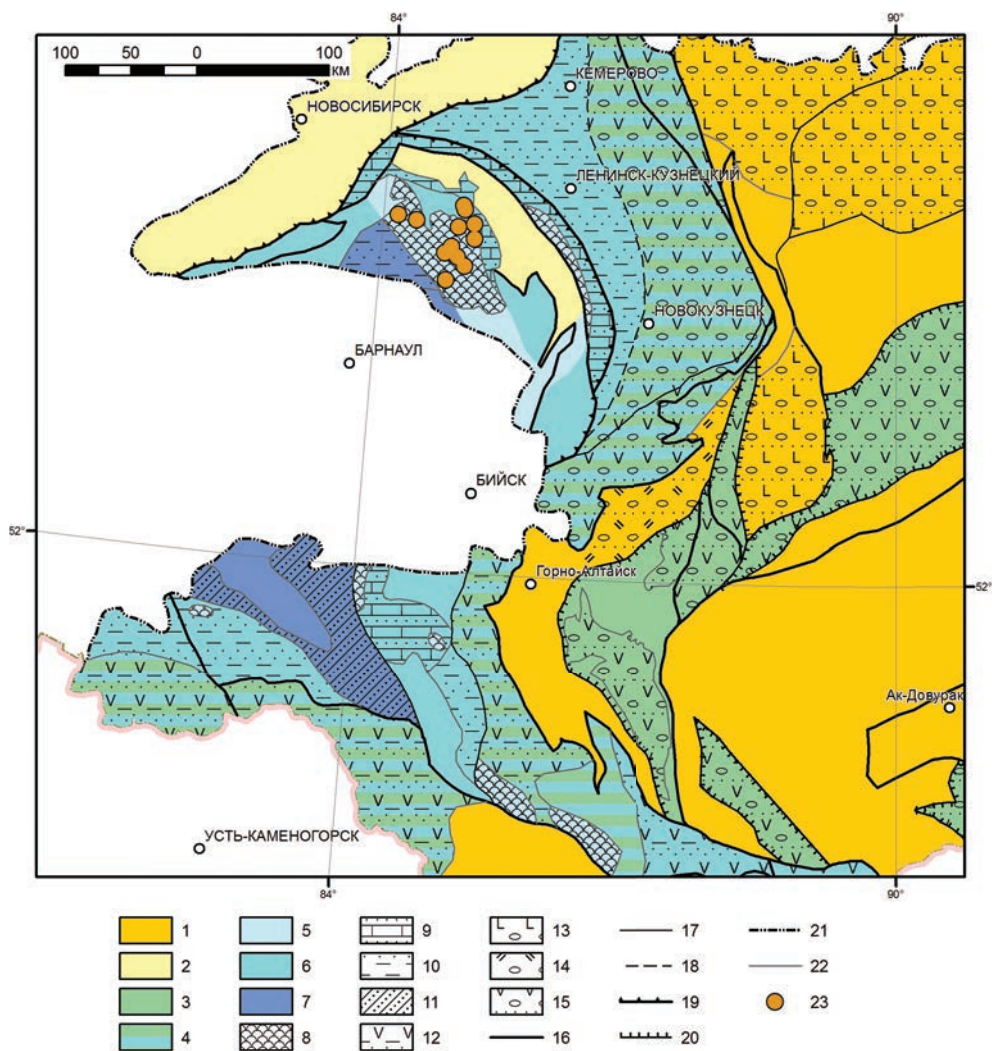


Рис. 2.46. Палеогеографическая карта Алтае-Саянской складчатой области. Ранне-среднедевонская (лохков – эйфель) эпохи

Палеогеографические обстановки: 1 – континентальные вулканические горы, 2 – островная суша, 3 – предгорные и межгорные впадины, 4 – прибрежные равнины, 5 – шельфовые поднятия, 6 – шельф, 7 – континентальный склон; вещественные комплексы: 8 – рифовые, 9 – карбонатно-терригенные, 10 – терригенные, 11 – турбидиты, 12 – вулканогенно-терригенные, 13 – молассоидные с субщелочными вулканитами, 14 – молассоидные с бимодальными вулканитами, 15 – молассоидные с известково-щелочными вулканитами; 16–22 – границы: 16 – основных тектонических структур, 17 – второстепенные тектонические, 18 – предполагаемые тектонические, 19 – надвиги, 20 – рифтовых впадин, 21 – чехла Западно-Сибирской платформы, 22 – вещественных комплексов; 23 – месторождения бокситов

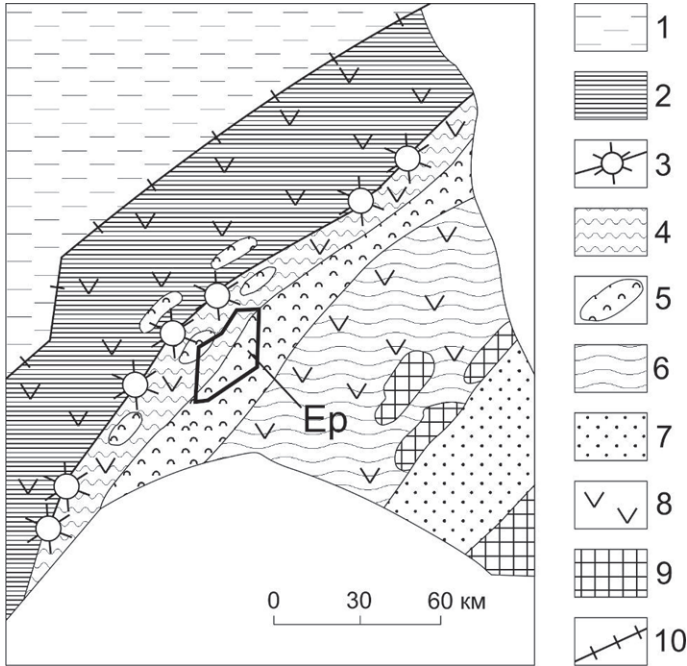


Рис. 2.47. Фациально-палеогеографическая схема юго-запада Витимского плоскогорья в раннекембрийскую эпоху (позднеолдындинское время)

1 – шельф и «континентальный» склон; 2 – морской бассейн; 3 – островная дуга с вулканическими постройками; 4 – шельфовый прогиб (с колчеданно-полиметаллическими рудами); 5 – пояс рифовых построек и обломочных шлейфов; 6 – шельф, преимущественно мелководный; 7 – глубокий флишеидный прогиб; 8 – область распространения осадочно-вулканогенных отложений; 9 – области размыва (источник терригенного материала); 10 – Курба-Калаканский структурный шов. Ер – район Еравнинского рудного поля

рудоносная → терригенная глинистая (аспидная) → терригенная флишеидная → пестроцветная терригенная молассовая. Разные типы биогермных построек были разделены относительно глубоководным задуговым прогибом: одни из них, где в строении формации участвуют вулканиты, располагались в непосредственной близости к зоне активного вулканизма, другие на удалении от нее. На некоторых детально изученных участках (Заза-Холойское междуречье) устанавливаются фрагменты пред- и зарифовых фациальных поясов [Васильев, 1977].

Амуро-Охотская складчатая система обычно рассматривается как часть Монголо-Охотского складчатого пояса. Геодинамические обстановки образования рифовых формаций кембрия и девона определяются здесь историей развития Сибирского кратона, Аргуньского и Буреино-Ханкайского массивов и разделяющих их межблоковых зон. Палеорекострукции [Парфенов и др., 2003; Геодинамика ... , 2006] свидетельствуют о том, что составляющие эту территорию основные террейны в раннем и среднем палеозое находились очень далеко друг от друга и были аккрецированы только в начале мела. Органогенные постройки развиты в пределах каждого из названных террейнов.

С фронтальной частью древнего кратона связана формация **100** в пределах Становой складчатой области. В кембрии эта область представляла собой коллаж террейнов с пассивной окраиной в виде Шевлинского и Аянского блоков и уже была частью Сибирского кратона. Именно на этой окраине и формировалась мощная (более 2500 м) терригенно-карбонатная толща (Є₁at-b) с биогермными массивами. Такое же геодинамическое положение можно определить для формаций **101–103**, которые приурочены к восточным окраинам Буреинского, Аргуньского и Ханкайского массивов.

Формация **104** развита в северной части Аргуньского блока, где участвует в строении Верхнеамурского прогиба. Разрез последнего (5000–6000 м), включая кварцитовидные и аркозовые песчаники ордовика, терригенно-карбонатные толщи девона и морские нижнекаменноугольные терригенные отложения, уверенно интерпретируется как отвечающий пассивной окраине микроконтинента. Комплекс органических остатков рифовой формации среднего девона очень близок к разновозрастным комплексам Тувы и Забайкалья.

Формации **98** и **99** находятся в пределах Галамского террейна [Геодинамика ... , 2003]. По набору пород (спилиты, туфы, яшмы, кремнисто-глинистые сланцы) их можно отнести к группе островодужных океанических. Комплекс археоциат имеет много общего с Сибирской платформой, но заметно отличается от остальных комплексов юга Дальнего Востока, которые по таксономическому составу аналогичны Алтае-Саянской провинции. Отличаются они и от сообществ смежного Шевлинского блока, где развита упоминавшаяся формация **100**. Эти и другие данные позволили рассматривать Галамский террейн в составе Охотско-Корякского орогенного пояса [Геодинамика ... , 2003].

Рифовые формации Уральского палеоокеана

Рифовые формации (РФ) широко представлены в Уральской, Пайхой-Новоземельской складчатых системах и в прилегающих районах Восточно-Европейской, Тимано-Печорской и Баренцевской платформ.

В Урало-Новоземельском регионе установлены рифовые комплексы, возникновение которых связано с завершающимися этапами развития каледонского палеоокеана Япетус, и комплексы, образовавшиеся на разных стадиях развития Уральского палеоокеана.

Каледонские рифы известны в силурийских отложениях на самом севере Новой Земли (формация **33**). Они располагались на внешнем крае каледонского передового прогиба, который прослеживается от мыса Желания на севере до губы Грибовая на юге. Рифовая формация залегает на мелководно-морской сероцветной карбонатно-терригенной формации и перекрывается пестроцветной и красноцветной молассой. В сторону прогиба рифовая формация замещается флишевой.

В палеозойской истории развития Уральского палеоокеана Л. П. Зоненшайн с соавторами [1990] выделил пять геодинамических стадий – от межконтинентального рифтогенеза (Є₃–О₁) до орогенной (коллизионной – С₃–Р₁). Позже эта принципиальная схема была уточнена В. Н. Пучковым [2000], который наметил следующие основные этапы развития Урала: кембро-ордовикский рифтогенез, последующий спрединг и форми-

рование нового океана атлантического типа Палеоуральского; образование силурийской островной дуги, по-видимому, связанной с зоной субдукции, закрывшей океан Япетус; перескок зоны субдукции и образование Ирландско-Магнитогорской дуги; столкновение Магнитогорской дуги с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента, аккреция этой окраины и, как следствие, – новая перестройка субдукционной системы; возникновение (на новой, аккретировавшей границе Восточно-Европейского континента) вулcano-плутонического пояса над зоной косой субдукции, падающей под этот континент; образование в башкирском веке, к северу от Уфимского выступа, короткоживущей зоны субдукции, падавшей от Восточно-Европейского континента; с московского века – начало жесткой коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов и образование двустороннего орогена, практически эродированного к концу перми.

Для Уральско-Новоземельской складчатой области и прилегающих частей платформ можно выделить три основных этапа рифообразования: ордовикско-среднедевонский; позднедевонско-среднекаменноугольный; позднекаменноугольно-раннепермский. По литогодинамическим характеристикам эти этапы хорошо соотносятся с геодинамическими стадиями развития Уральского палеоокеана.

Рифовые формации ордовика – среднего девона по структурно-вещественным особенностям подразделяются на две большие группы: карбонатные (терригенно-карбонатные) и вулканогенно-осадочные.

Первая группа формаций (6, 32–39, 45–53) сформировалась в обстановках пассивной континентальной окраины на краю карбонатного шельфа, соответствующего границе Бельско-Елецкой и Лемвинской СФЗ. Система рифов ориентирована субмеридионально. При этом более молодые по возрасту генерации рифов заметно смещаются в западном направлении. Рифовые комплексы, трассируя континентальную окраину почти на 2000 км, устойчиво формировались в течение длительного периода времени (60 млн лет). Начало их образования связано с рифтогенными движениями на границе кембрия и ордовика, а завершение с плитной перестройкой на рубеже среднего и позднего девона, обусловившей трансформацию пассивной окраины ВЕП в активную. Краевые рифовые формации имеют полосовидное распространение и представлены мощными фашиально дифференцированными рифовыми комплексами с развитыми шлейфами обломочных фаций передового склона. В пределах же шельфовой (платформенной) области ограниченно распространены карбонатные биогермные и биостромные формации.

Отдельную группу в геодинамическом плане составляют нижне-среднедевонские рифы Новой Земли и Прикаспийского региона (19, 20, 39). В начале раннего девона на всей территории Новой Земли в обстановке пассивной континентальной окраины шло образование формаций плитчатых известняков и доломитов (рис. 2.48). С позднелохковского времени восточные ее районы вовлекаются в прогиб, который достигает максимального развития в позднем эмсе – эйфеле. В результате на пассивной окраине обособляются мелководная и относительно глубоководная части, а в пограничной между ними зоне развиваются органогенные постройки. Аналогичные процессы характерны для восточных районов ВЕП и объясняются заложением островных дуг в пределах Уральского океана [Пучков, 2000]. Эта группа РФ образовалась в режиме активизированной

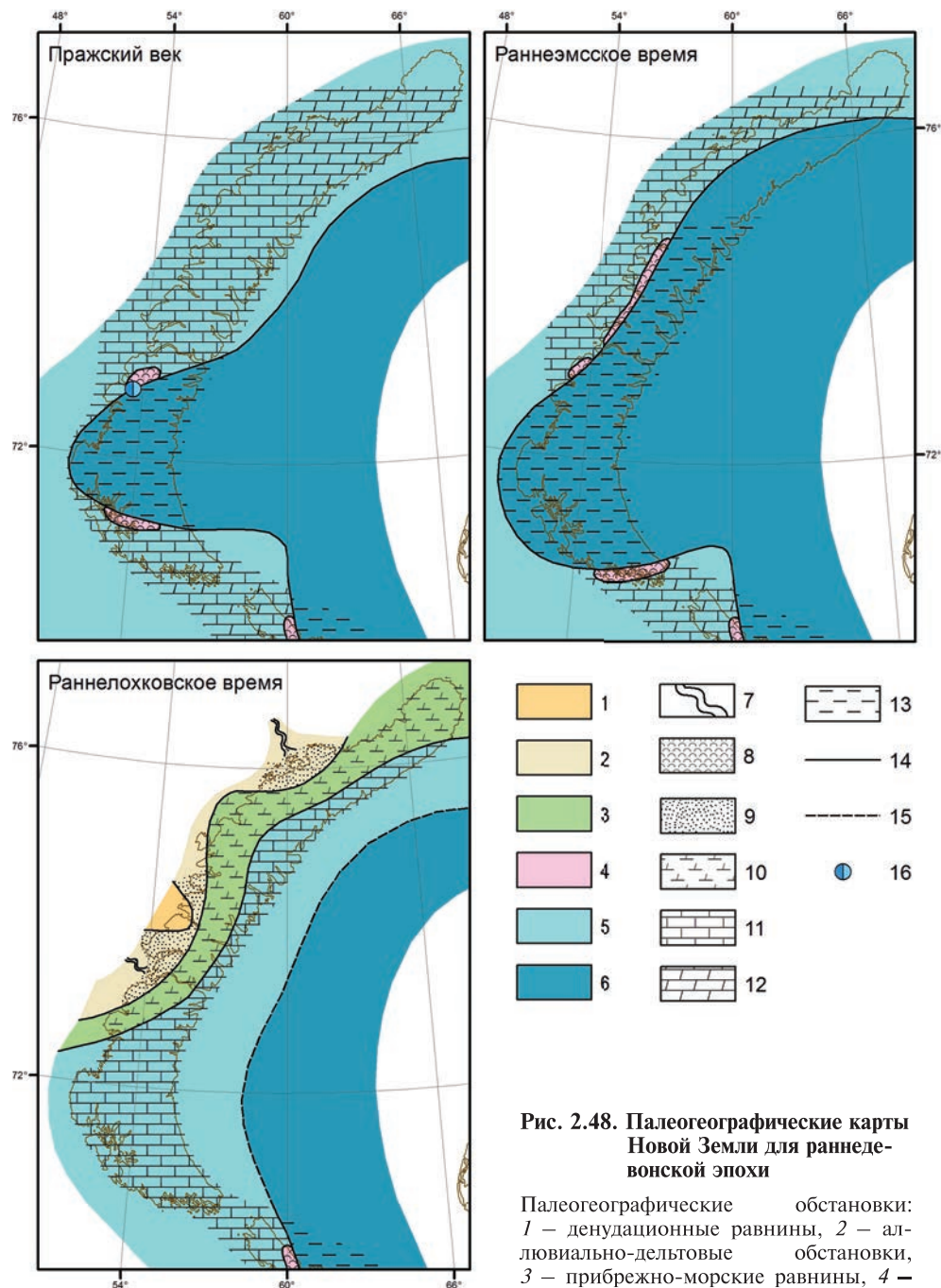


Рис. 2.48. Палеогеографические карты Новой Земли для раннедевонской эпохи

Палеогеографические обстановки:
 1 – денудационные равнины, 2 – аллювиально-дельтовые обстановки,
 3 – прибрежно-морские равнины, 4 – шельфовые поднятия, 5 – мелководный

шельф, 6 – глубоководные шельфовые впадины, 7 – предполагаемые области палеостока; 8 – рифогенные отложения, 9 – песчаники, гравелиты, 10 – терригенно-карбонатные отложения, 11 – известняки, 12 – доломиты, 13 – глинисто-карбонатные доманикоидные породы; 14, 15 – границы литофациальных зон: 14 – установленные, 15 – предполагаемые; 16 – Павловское свинцово-цинковое месторождение

пассивной окраины. На Новой Земле с ними связаны полиметаллические свинцово-цинковые месторождения и месторождения флюорита [Новая Земля ... , 2004].

Вторая группа РФ (63–68) формировалась в обстановках островных дуг (Ирендынской, Магнитогорской, Тагильской). В современной структуре Урала они приурочены к Магнитогорской и Тагильской СФЗ и парагенетически связаны с контрастными базальт-андезит-риолитовыми вулканическими сериями. К ранне-среднедевонским рифам Петропавловской и Турьинской подзон Тагильской СФЗ приурочены основные месторождения бокситов Североуральского бокситоносного района (СУБР).

Позднедевонско-среднекаменноугольный (раннебашкирский) этап рифообразования соответствует активноокраинной стадии развития Уральского океана. Среди рифовых комплексов Урало-Новоземельской области и прилегающих районов Баренцевской, Тимано-Печорской и Восточно-Европейской платформ выделяются рифовые формации окраинных морей (23, 24, 26, 27, 40, 41, 43) и активизированных частей континентальных плит (7–11, 14–18, 21, 25).

Столкновение Магнитогорской дуги с ВЕП в конце среднего девона обусловило перестройку субдукционной системы – континентальная окраина трансформировалась в активную с падением субдуцирующей океанической плиты под восточный край кратона [Пучков, 2000]. В тыловой части этой субдукционной системы образовались окраинные спрединговые бассейны Прикаспийский, Мугоджарский, Тагило-Магнитогорский, Новоземельский [Шеин, 2006; Гаврилов и др., 2009; Atlas ... , 2009]. Недислоцированные части перечисленных бассейнов сохранились в пределах современных Прикаспийской и Южно-Баренцевской впадин.

На Новой Земле и прилегающих участках Южно-Баренцевской впадины окраинный бассейн сформировался в результате задугового рифтогенеза на границе среднего и позднего девона [Atlas ... , 2009]. Во внутренней части бассейна установлена следующая вертикальная последовательность формаций: черносланцевая → подушечных лав → пелагическая с подформациями черных сланцев и кремнистых известняков → флишевая. Бортовой уступ осадочного бассейна оформился в раннефранское время и устойчиво существовал до среднего карбона. В разрезе мелководной части бассейна наблюдается последовательная смена терригенно-вулканогенной формации мелководной карбонатной. Органогенные комплексы формируются на внешней бровке шельфа и включают толщи углеродистых отложений доманикового типа, что делает их перспективными на образование залежей углеводородов.

В Прикаспийской впадине ранние стадии формирования окраинного бассейна изучены недостаточно. Предполагается, что район Центрально-Прикаспийского надрифтового (?) прогиба в среднем девоне был областью накопления значительных по мощности преимущественно терригенных комплексов пород. С позднего девона в пределах впадины обособляется центральная область с гемипелагической седиментацией и краевая зона карбонатакопления, включающая органогенные постройки. Барьерно-рифовые системы образуют бортовой уступ с севера и запада, ограничивающий глубоководную часть впадины, которая устойчиво сохраняется в течение всего времени существования окраинного бассейна и продолжа-

ет свое развитие в позднекаменноугольное и раннепермское время, когда этот бассейн трансформируется в остаточный.

Большую группу составляют рифовые формации позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, которые прослежены вдоль восточного края Восточно-Европейской платформы от Уметово-Линевской депрессии на юге до Камско-Кинельских прогибов и далее к северу в Тимано-Печорскую провинцию (7–11, 14–18, 21, 25). Повсеместно рифовые комплексы генетически связаны с системой относительно глубоководных впадин, образование которых совпадает с началом формирования окраинных бассейнов и, как показали исследования на Новой Земле и в Прикаспийском регионе, непосредственно в них переходят. Эти комплексы отнесены нами к формациям активизированных частей континентальных плит. От рифовых комплексов окраинного бассейна они отличаются регрессивным смещением рифов к центральным участкам впадин по мере сокращения их площади и замещением рифово-карбонатных комплексов доманиковыми отложениями. С рифами повсеместно связаны многочисленные месторождения нефти и газа.

В коллизионно-орогенный этап развития Уральского палеоокеана формировались позднепалеозойские рифовые формации Предуральского краевого прогиба (70–78), Новоземельско-Южнобаренцевского, Тимано-Печорского (12) и Прикаспийского остаточных бассейнов (29, 40). Интенсивному рифообразованию способствовали активные нисходящие тектонические движения близ фронтальной части растущего Уральского орогена, где располагался Предуральский прогиб. В это время он соединился с Новоземельско-Южнобаренцевским и Прикаспийским остаточными бассейнами, образовав надпорядковую тектоническую депрессию, на внешнем борту которой в позднем палеозое сформировался крупнейший почти непрерывный рифовый пояс протяженностью около 3000 км. Рифовые формации перекрывают в разрезе мелководно-морские карбонатные комплексы, по простиранию замещаются флишевыми или флишеидными формациями и перекрываются терригенной или галогенной молассой.

Рифовые формации активизированных частей Тимано-Печорской плиты, образовавшиеся в результате коллизионно-орогенных движений, отличаются от формаций субдукционных обстановок рядом особенностей: они замещаются депрессионными глинисто-карбонатными, а не доманиковыми формациями; перекрываются терригенными формациями; для рифов характерно трансгрессивное (т. е. в сторону кратона), а не регрессивное смещение.

С рифовыми комплексами, возникшими на коллизионно-орогенной стадии развития Уральского палеоокеана в Прикаспийском, Предуральском и Тимано-Печорском бассейнах, связаны многочисленные месторождения нефти и газа.

Восточная окраина Уральского палеоокеана изучена недостаточно. В Западной Сибири известны девонские рифовые формации 94–96, вскрытые бурением на Ямале и в юго-восточной части платформы. Геодинамическая природа этих формаций трактуется неоднозначно в силу крайне ограниченной информации об их соотношении со структурно-вещественными комплексами смежных районов. Вертикальный формационный ряд, установленный на Ямале, свидетельствует в пользу пассивноокраинной природы развитой здесь ранне-позднедевонской рифовой

формации. На юго-востоке Западной Сибири, как показало изучение Малоичского рифа Нюрольской карбонатной платформы [Краснов, 1984; Исаев, 2007], средне-верхнедевонские органогенные постройки подстилаются и замещаются доманикоидной известково-алевритоглинистой формацией, что характерно для активизированных частей континентальных плит, подобных бассейнам Камско-Кинельской системы прогибов. Подобный же геодинамический тип предполагается и для формации **95**.

На северо-восточном продолжении структур Уральского палеоокеана, в пределах Горного Таймыра известны раннесилурийские и раннедевонские органогенные постройки, они располагались на границе карбонатного шельфа (Карбонатная СФЗ) и глубоководного бассейна с черносланцевой седиментацией (Сланцевая СФЗ). По литогеодинамическим характеристикам эти рифовые комплексы принадлежат к осадочным бассейнам пассивной континентальной окраины Сибирской платформы.

Рифовые формации палеоокеана Тетис и прилегающих районов Скифско-Туранской платформы

Для каспийско-черноморского сегмента Средиземноморского складчатого пояса выделяется несколько стадий геодинамического развития [Хаин, 2007]: Прототетис, завершивший развитие не позднее раннего кембрия; герцинский Палеотетис; позднепермско-триасовый Мезотетис и юрско-неогеновый Неотетис. В пределах Кавказской складчатой системы и на прилегающих территориях Скифско-Туранской платформы установлены три эпохи рифообразования: триасовая, позднеюрская, неогеновая.

Триасовые рифовые формации **105, 144** связаны с осадочными бассейнами позднеорогенной стадии развития Палеотетиса. Раннетриасовая формация **144** приурочена к небольшим прогибам с молласовым выполнением, образовавшимся перед северным надвиговым фронтом герцинид. Познетриасовая формация **105** развита в бортовых частях остаточного глубоководного бассейна, сохранившегося в поздней перми — триасе на южном склоне Большого Кавказа.

Позднеюрские рифовые формации **106–111**, залегающие на рифтогенной терригенно-вулканогенной формации ранней — средней юры и в сторону бассейна замещающиеся флишем, принадлежат к Большекавказскому окраинному бассейну Неотетиса [Хаин, 2007]. Наконец, неогеновая формация **112** связана с ранними стадиями образования краевого прогиба, возникшего в результате коллизии Закавказской микроплиты с Евразийской плитой.

Рифовые формации Палеопацифики

В пределах Тихоокеанского аккреционно-складчатого пояса палеозойские рифовые формации развиты в основном в Верхояно-Колымской складчатой области; кроме того их выходы известны в тектонических блоках среди мезозойских Чукотской складчатой области, Корьякско-Западно-Камчатской и Сихотэ-Алинской складчатых систем.

В Верхояно-Колымской СО рифовые комплексы обнажаются в горст-антиклиналях Сетте-Дабана на западе, а также в краевых поднятиях Колымо-Омолонского супертеррейна [Тектоника ... , 2001] на востоке.

Существуют разные точки зрения на происхождение Колымо-Омолонской структурно-тектонической единицы Северо-Востока Азии. Одни исследователи [Зоненшайн и др., 1990] склонны рассматривать «Колымскую структурную петлю» как сочетание исключительно чужеродных блоков, не имеющих отношения к Сибирской платформе, амальгамированных в разное время и образовавших с ней единое целое лишь в средней юре. Другие [Шпикерман, 1998; Парфенов и др., 2003; Худoley, 2003], напротив, считают, что значительная часть террейнов с карбонатным палеозоем была когда-то частью Сибирской платформы. Причем блоки Омолонского и Охотского массивов с выходами докембрийского фундамента рассматриваются как кратонные, а Омулевский террейн и Приколымский блок как фрагменты пассивной континентальной окраины Сибирского кратона. Третья группа исследователей [Булгакова, 1996; Булгакова, Колодезников, 1991], не отрицая в принципе террейновой природы Колымо-Омолонского геоблока, при детальном анализе разрезов и литофациальных особенностей отложений находят много общего между отдельными составными его частями и рассматривают данную структуру в историческом плане как единое целое. При этом М. Д. Булгакова убедительно показала, что данный геоблок на протяжении раннего – среднего палеозоя представлял собой территорию с резко расчлененным рельефом морского дна и островной суши, чем он существенно отличался от ландшафтных обстановок восточной окраины Сибирской платформы и вряд ли составлял с ним единое целое. К выводу о существовании независимых рифовых систем палеозоя Западного Верхоянья и Колымо-Омолонского геоблока, разделенных широкой глубоководной впадиной, пришел и В. В. Баранов (2010). В данной работе мы присоединяемся к точке зрения М. Д. Булгаковой и др., имея в виду, что Колымо-Омолонский супертеррейн представлял собой систему взаимозависимых блоков, по-видимому, единого микроконтинента, который лишь опосредованно был связан в своем развитии с Сибирской платформой.

Для Верхояно-Колымской СО выделяются два этапа рифообразования: ордовикско-нижнедевонский и среднедевонско-раннекаменноугольный. Рифовые формации первого этапа, судя по особенностям состава и строения, формировались на пассивной континентальной окраине, и только одна из них является островодужной. К пассивноокраинным отнесены формации Сетте-Дабанского (113–115), Омулевского (117, 118), Тас-Хаяхтахского (120–122), Селеннях-Уяндинского (125–127) и Приколымского (152) террейнов. Все карбонатно-рифовые комплексы парагенетически связаны с мелководными, преимущественно карбонатными формациями большой мощности. Рифогенный пояс Колымо-Омолонского геоблока с перерывами прослеживается на протяжении почти 1000 км и характеризуется длительным периодом формирования (около 60 млн лет). Наиболее изучены рифовые формации Сетте-Дабана, которые большинством геологов признаются как пример устойчиво погружающейся типичной пассивной окраины [Худoley, Гурьев, 1998; Тектоника ... , 2001 и др.].

Средне-верхнеордовикские биогермные массивы (формация 129) Рассохинского блока встречены в ассоциации с лавами и туфами основного состава, которые, как полагают, имеют островодужное происхождение [Шпикерман, 1998].

Рифовые формации второго этапа формировались под влиянием процессов континентального рифтогенеза. Начальные стадии раскола (D_1)

зафиксированы вулканизмом на Омолонском массиве, а более поздние (D_{2-3}) практически повсеместно [Тектоника ... , 2001]. К рифовым формациям, связанным с рифтами, относятся вулканогенно-терригенные с биогермными и рифовыми постройками формации в пределах Омулевского, Тас-Хаяхтахского и Приколымского блоков (**119, 128**). К ним же мы несколько условно отнесли группу формаций, где нет прямых свидетельств проявлений вулканизма, но которые образовывались на плечах рифтов или сопряжены с ними; это формации Тас-Хаяхтахского (**123, 124**) и Рассохинского (**131, 132**) террейнов. Не исключено, что рифтогенные вулканогенно-рифовые формации отражают начальные стадии образования Верхоянского окраинного морского бассейна. Фрагменты вулканической дуги установлены на Охотском и Омолонском кратонных массивах в виде интенсивных проявлений вулканизма [Булгакова, 1996]. На последнем имеется рифовая формация **133** с биогермами, залегающими среди конгломератов, липаритов, андезитов и их туфов.

В пределах Чукотской складчатой области палеозойские формации — карбонатные рифовые **134, 136**, карбонатная биогермных массивов **137** и терригенно-карбонатная биогермных массивов **135** — по совокупности структурно-вещественных характеристик (состав, мощность, положение среди вмещающих формаций и др.) следует относить к образованиям пассивных окраин континентов.

Рифовые формации Корякско-Западно-Камчатской, Сихотэ-Алинской и Сахалинской складчатых систем по набору характеристик и взаимоотношению с разновозрастными формациями смежных регионов отнесены к активноокраинным (островных дуг и окраинных бассейнов). В Корякско-Западно-Камчатской складчатой системе палеозойские биостромы и биогермы ассоциируют с терригенно-вулканогенно-кремнистыми толщами (формации **138, 139**), накопление которых происходило в обстановке открытого морского бассейна с вулканическими островами. Каменноугольно-пермские и верхнетриасовые формации Сихотэ-Алинской складчатой системы **141–142** представлены палеоокеаническими вулканогенно-терригенно-рифовыми комплексами. В них крупные карбонатные массивы с вмещающими граувакковыми песчаниками, эффузивами и их туфами по простираению сменяются яшмами, кремнями и кремнистыми аргиллитами мощностью всего до 50–60 м с прослоями железомарганцевых руд, аналогичных металлоносным осадкам океана. Близкие особенности имеет и кремнисто-вулканогенная верхнеюрская формация **143** Сахалина.

На Сибирской платформе кембрийские рифовые формации по особенностям строения и положения в формационном ряду принадлежат к активизированным частям континентальных плит, подобным верхнедевонским формациям Тимано-Печорской области и Камско-Кинельских прогибов. Для них характерно регрессивное смещение органогенных построек в сторону морского бассейна во времени и замещение рифовых комплексов в том же направлении отложениями доманикового типа. Образование кембрийских рифов может быть обусловлено субдукционными или рифтогенными процессами, протекавшими восточнее, в пределах Палеопацифики.

2.3. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ С РИФОВЫМИ ФОРМАЦИЯМИ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Высокая минерагеническая роль рифовых комплексов общепризнана. Она определяется тем, что по особенностям структурно-тектонического положения (в частности, приуроченности к долгоживущим глубинным разломам), структурно-вещественным характеристикам, парагенетической связи с тонкообломочными (в том числе черносланцевыми) и галогенными формациями рифы являются коллекторами для углеводородных, металлоносных и комплексных углеводородно-металлоносных флюидов.

С рифовыми ловушками связаны крупные и гигантские месторождения нефти и газа Персидского залива, Северной Африки, морские месторождения Мексиканского залива, Бразилии, Анголы, Конго, Индонезии, Невады (США), Канады (провинция Альберта) и других регионов. В России месторождения УВ установлены в рифогенных комплексах Волго-Уральской, Прикаспийской, Тимано-Печорской и Западно- и Восточно-Сибирской нефтегазоносных провинций.

Связь рифов и рудообразования, в особенности полиметаллического свинцово-цинкового, также давно известна [Щеглов и др., 1983]. Тесная парагенетическая связь стратиформного полиметаллического оруденения установлена на крупнейших свинцово-цинковых месторождениях Канады (Пайн-Пойнт), США (группа месторождений Миссури – Миссисипи), Средней Азии, западного побережья Красного моря. В России крупные стратиформные Pb-Zn месторождения в рифовых комплексах известны на Новой Земле (Павловское), в Забайкалье (Озернинское). В ряде регионов Верхояно-Колымской, Алтае-Саянской, Кавказской складчатых областей выявлены многочисленные Pb-Zn рудопроявления. По данным [Щеглов и др., 1983], среди полиметаллических месторождений выделяется группа гидротермально-осадочных, для которых характерна сингенетичность проявления гидротермальной деятельности и рифообразования, и группа гидротермально-метасоматических месторождений, где рифы выступают лишь как благоприятная среда для внедрения гидротермальных растворов, образовавшихся на более поздних стадиях развития региона.

С целью перспективной оценки основных геологических мегаструктур на комплекс полезных ископаемых для территории России нами была построена карта распространения рифовых формаций на литогеодинамической основе (прил. 2.2). На карте в соответствии с проведенной литогеодинамической типизацией показаны рифовые формации деструктивно-дивергентных, конвергентных и внутриплитных обстановок. На неё вынесены также известные месторождения и проявления нефти, газа, металлических и неметаллических полезных ископаемых, приуроченные к рифовым формациям определенного геодинамического типа. Эти нефтегазоносные и рудоносные формации рассматриваются как эталонные при перспективной оценке территории России. По литогеодинамическим критериям выделены:

- высокоперспективные формации, продуктивность которых доказана;
- перспективные формации с установленными рудопроявлениями или формации, которые расположены в единых структурно-тектонических

подразделениях с выявленными продуктивными площадями, характеризующиеся сходством с ними по литогеодинамическим критериям;

– потенциально перспективные формации, которые принадлежат к тем же литогеодинамическим типам, что и рудоносные, но находятся в других мегаструктурах.

Металлические полезные ископаемые

На территории России к наиболее значимым геолого-промышленным типам рудных месторождений, связанным с рифовыми формациями, принадлежат стратиформные полиметаллические Pb-Zn месторождения и месторождения бокситов.

Свинцово-цинковые месторождения и проявления ассоциируют с бассейнами двух геодинамических типов: пассивноокраинными и активноокраинными, включающими островные вулканические дуги и задуговые окраинные моря.

К пассивноокраинным относятся полиметаллические Pb-Zn (часто с флюоритом) месторождения и проявления Новой Земли в карбонатно-рифовой формации **39** [Новая Земля ... , 2004] и карбонатно-рифовых формациях **117**, **118** Верхояно-Колымской складчатой области [Шпикерман, 1998]. Эти месторождения принадлежат к гидротермально-метасоматическому типу. Общие литогеодинамические характеристики этих месторождений: близость геодинамической позиции, а именно, приуроченность к пассивным континентальным окраинам; палеогеографическое положение на границе мелководного шельфа и глубоководного бассейна, обеспечивающее появление экранирующих горизонтов; девонский возраст максимального оруденения; расположение в зонах влияния глубинных разломов; активные тектонические (рифтогенные) движения после образования рифовых формаций (табл. 2.6).

Для стратиформных месторождений Омулёвского поднятия В. И. Шпикерман (1998) предложил модель их формирования в два этапа: на этапе седиментогенеза и диагенеза образовались рифогенные ловушки, на втором этапе (в позднем палеозое) в них поступали ювенильные металлоносные растворы.

Кроме Омулёвского поднятия, как перспективные по литогеодинамическим критериям показаны пассивноокраинные формации **113–115** Сетте-Дабанской складчатой системы, содержащие проявления полиметаллических руд, а также слабоизученные формации Тас-Хаяхтахского (**120–122**) и Селеннях-Уяндинского (**125–127**) террейнов.

В качестве высокоперспективной выделена нижне-среднедевонская рифовая формация **39** Новой Земли с Безымянинским рудным узлом. Запасы и ресурсы свинца подсчитаны только по ряду его участков и составляют по категориям C_1 , C_2 , P_1 , P_2 около 9 млн т, а в целом по узлу могут достигать нескольких десятков млн т [Новая Земля ... , 2004].

Кроме Безымянинского рудного узла, проявления полиметаллических Pb-Zn руд известны в районе прол. Маточкин Шар. На Южном острове Новой Земли в отложениях формации установлены проявления флюорита, а в подстилающих отложениях силура в районе прол. Карские ворота – полиметаллических Pb-Zn руд.

К высокоперспективным объектам Новой Земли, по литогеодинамическим критериям, наиболее близки среднедевонские рифовые

Таблица 2.6

Региональные геологические критерии для рудоносных рифовых формаций Новой Земли и Омuleвского поднятия

Региональные критерии	Новая Земля (Безьянинский рудный узел)	Верхоянско-Колымская складчатая область, Омuleвское поднятие (Урульгунское месторождение)
Тип рифовой формации	Карбонатно-биогермная	Карбонатно-рифовая
Рудная формация	Колчеданная полиметаллическая	Колчедано-полиметаллическая (флюорит-свинцово-цинковая) (Урульгунский рудный комплекс)
Форма оруденения	Сочетание стратиформных залежей и секущих рудных жил	Сочетание стратиформных залежей и секущих рудных жил
Возраст рифовой формации	Ранний-средний девон	Поздний ордовик – средний девон
Возраст продуктивной части рифовой формации	Лохковско-пражский	Поздний ордовик – средний девон, максимально продуктивен средний девон
Возраст оруденения		295 млн лет
Структурное положение	Зона долгоживущих глубинных разломов Главного Новоземельского и Кармакульского разломов	Зона глубинного разлома Дарпир
Структурный контроль	Антиклинальные складки высокого порядка	Не установлен
Перекрывающая формация	Рифтогенная терригенно-вулканогенная (D ₃ f)	Рифтогенная терригенно-вулканогенная (D ₃ -C ₁)
Экранирующая толща, пачка	Углеродистые известковистые сланцы (тайнинская свита)	Пачки мергелей
Палеогеографическая обстановка	Мелководный шельф, переходящий в глубоководный прогиб	Мелководный шельф, переходящий в глубоководный прогиб
Геодинамическая обстановка	Активизированная пассивная окраина	Пассивная континентальная окраина

формации восточных районов Восточно-Европейской платформы (формации 19, 20). Однако залегая на больших глубинах, они пока не представляют практического интереса.

Потенциально перспективными на открытие месторождений полиметаллических руд гидротермально-метасоматического типа, по литогеодинамическим критериям, могут рассматриваться пассивноокраинные рифовые формации ордовика – среднего девона Бельско-Елецкой зоны Урала, ордовика – раннего девона западных районов Алтае-Саянской

складчатой области и крайне слабоизученные силурийско-девонские рифовые комплексы Таймырской складчатой системы.

Месторождения и проявления полиметаллических свинцово-цинковых руд в рифовых комплексах активнокрайних бассейнов отнесены к гидротермально-осадочным. Среди них рудопроявления в островодужных вулканогенно-рифовых формациях, а также рудопроявления, образовавшиеся в рифовых комплексах окраинноморских бассейнов. К первому типу принадлежат полиметаллические Pb-Zn месторождения в раннекембрийских толщах Селенгино-Становой и Алтае-Саянской складчатых областей Монголо-Охотского пояса.

В Селенгино-Становой складчатой области островодужные органогенные постройки раннего кембрия установлены в районе Еравнинского рудного поля с крупным Озерным колчеданно-полиметаллическим месторождением (формация 97) [Васильев, 1977; Дистанов, 1977]. Постройки ассоциируют с вулканическими образованиями преимущественно эксплозивного генезиса. Рифообразование происходило в периоды снижения вулканической активности; в это время создавался достаточно контрастный рельеф дна бассейна, и, вероятно, формировалась основная масса залежей колчеданно-полиметаллических руд. Пластовые залежи промышленных стратиформных колчеданных руд связаны с палеодепрессиями, наиболее глубокие части которых «прижаты» к фронтальному склону полосы рифовых построек. К этим участкам приурочено и подавляющее количество углеродистых горизонтов. Это может свидетельствовать о том, что потоки эндогенных флюидов были насыщены как рудными компонентами, так и углеводородами, они перемещались не только со склонов вулканической гряды [Васильев, 1977], но и разгрузались по удаленным от них разломным зонам.

В Алтае-Саянской складчатой области колчеданно-полиметаллические месторождения (Салаирский и Урский рудные узлы), ассоциирующие с нижнекембрийской вулканогенно-рифовой формацией, известны на северо-восточном склоне Салаирского кряжа, сопряженного с Кузнецким прогибом (формация 84). В Улуг-Ойской зоне установлены серно-колчеданное Кызыл-Таш и колчеданно-полиметаллические Кызыл-Таштыг и Дальнее промышленные месторождения. Рудная минерализация приурочена к вулканогенным и терригенно-вулканогенным формациям, вмещающим рифовые постройки. Образование промышленных залежей происходило на завершающих стадиях нижнекембрийского вулканизма в парагенетической связи с субвулканическими интрузиями андезибазальтового состава. Они имеют близкие литогеодинамические характеристики: приуроченность к вулканическим островным дугам; палеогеографическое положение в пределах рифовых систем, обрамляющих вулканические острова; раннекембрийский (по другим данным, позднепалеозойский?) возраст оруденения.

По аналогии с продуктивными формациями Салаира как перспективные показаны раннекембрийские формации 83 и 84, распространенные на западном и восточном борту Кузнецкой впадины, а также формации 87–89 и 91 в Горно-Алтайской, Западно-Саянской складчатых зонах и Тувино-Монгольском массиве.

В Амуро-Охотской складчатой области специального изучения требуют формации 88 и 89, которые по возрасту и литогеодинамическим критериям подобны рудоносным формациям Алтае-Саянской и Селенгино-Становой областей.

В качестве потенциально перспективных на полиметаллические Pb-Zn руды рассматриваются вулканогенно-рифовые островодужные формации, известные на Урале (**63, 64, 66**), в пределах Верхояно-Колымской (**129**), Корякско-Западно-Камчатской (**138, 139**), Сихотэ-Алинской (**140–142**) и Хоккайдо-Сахалинской (**143**) складчатых систем.

Проявления полиметаллических свинцово-цинковых руд в осадочных палеобассейнах окраинных морей известны в позднеюрских рифовых комплексах Кавказской складчатой системы. Синхронность проявлений вулканической деятельности и рифообразования свидетельствует в пользу их гидротермально-осадочного генезиса. Альтернативную модель рудообразования предложил Н. И. Бойко [1997], в соответствии с которой рудопроявления имеют чисто осадочное происхождение. Рудное вещество поступало в бассейн в основном из областей денудации, а фактором, способствующим образованию рудных рассолов, был аридный климат, во многом определяющий гидрологический режим в осадочном бассейне. Верхнеюрские окраинно-морские рифовые формации **106–111** Кавказской складчатой системы оцениваются нами как перспективные на обнаружение месторождений полиметаллических Pb-Zn руд.

Окраинно-морские рифовые формации известны также в позднем девоне – карбоне на Новой Земле (**40, 41, 43**) и в Прикаспийской впадине (**24–26**). На Новой Земле с ними связаны проявления флюорита [Новая Земля ... , 2004].

Бокситы в рифовых формациях территории России связаны с осадочными палеобассейнами поздних стадий развития островных дуг, активизированных частей континентальных плит и пассивноокраинными. Во всех них для образования бокситов требуется благоприятное сочетание тектонических и ландшафтно-климатических обстановок (табл. 2.7).

Рифовые формации поздних стадий развития островных дуг характерны для самого крупного на территории России Северо-Уральского бокситоносного района (СУБР) (формация **64**) [Поиски ... , 1991]. Модель бокситообразования, разработанная для СУБР [Ерошевская и др., 1987], включает прекращение активной деятельности раннедевонской вулканической дуги; общий подъем территории и вовлечение в размыв как вулканогенных комплексов, так и прилегающих к вулканическим островам карбонатно-рифовых отложений; накопление обломочного вулканомиктового материала на прилегающем к островам карбонатном шельфе; формирование в условиях тропического климата и спокойной тектонической обстановки латеритных кор выветривания как в пределах карбонатного шельфа, так и на вулканических островах с образованием красноцветных бокситов; активизацию тектонических движений и снос бокситосодержащего терригенного материала с вулканических островов на прилегающий карбонатный шельф, где отлагаются зеленоцветные или пестроцветные руды в обстановках прибрежных лагун.

В другой геодинамической обстановке формировались бокситоносные рифовые формации позднедевонского возраста – это Орловская формация **55** Южно-Уральского района (ЮУБР) [Ерошевская и др., 1987]. По литогеодинамическим критериям, данная формация принадлежит к активизированным частям континентальных плит, связанным с субдукционными процессами в Уральском палеоокеане. Особенности залегания бокситов (приуроченность к перерывам в осадконакоплении), их вещественный состав, геохимические характеристики и палеогеографическое положение

Таблица. 2.7

Региональные геологические критерии для бокситоносных рифовых формаций Урала

Региональные критерии	СУБР	ЮУБР
Стратиграфический	Нижний девон (пражский-эмсский ярусы). Наличие региональных, но непродолжительных (до века) перерывов в осадконакоплении	Верхний девон. Наличие региональных, но непродолжительных (до века) перерывов в осадконакоплении
Формационный	Присутствие в разрезе двух карбонатных формаций: нижней рифогенной, связанной фашиальными переходами с вулканогенными субщелочными андезитовыми формациями; верхней рифогенно-плитчатой	Присутствие в разрезе терригенно-карбонатной (D ₂) и карбонатной (D ₃) формаций, перекрытых рифогенными образованиями. Наличие надрудной рифогенно-плитчатой формации
Литолого-фашиальный	Наличие в карбонатном разрезе рифовых, лагунных и прибрежно-морских литофаций. Наличие разнофашиальных (жерловых, прижерловых, склоновых, удаленных) вулканогенных образований вблизи площади развития карбонатных фаций	Приуроченность к разрезам, включающим рифовые формации
Палеогеографический	Приуроченность бокситоносной формации к вулканическим островам с развитыми карбонатно-рифовыми шельфами. Наличие расчлененного дорудного палеорельефа. Тропический климат	Приуроченность к концу регрессивного и началу трансгрессивного циклов осадконакопления, к невысокой плоской суши и лагунам, к областям развития рифовых фаций
Геодинамический	Приуроченность бокситоносной формации к завершающим фазам островодужной стадии развития Уральского палеоокеана	Приуроченность бокситоносной формации к осадочным бассейнам активизированных частей континентальных плит

свидетельствуют в пользу образования бокситов в обстановке латеритных кор выветривания. Многочисленные мелкие месторождения и проявления бокситов приурочены к краевым рифовым формациям, наиболее приближенным к Уральским палеоструктурам. По этому признаку к перспективным территориям нами отнесены краевые позднедевонские рифовые формации, распространенные в восточных районах Камско-Кинельской системы прогибов, включая районы, затронутые Уральской складчатостью.

Существенная роль в локализации бокситовых залежей Урала принадлежит до сих пор еще недостаточно оцененным карстовым процессам [Кутырев и др., 1989].

В Алтае-Саянском регионе вулканическая деятельность и тектонические движения в девонское время определили особенности седиментационных процессов на Салаире и в Горном Алтае. В пограничных нижне-среднедевонских отложениях наблюдается несколько уровней перерывов в осадконакоплении, которые приурочены к переходу во времени от нормально морских карбонатных отложений пассивной континентальной окраины к терригенным и терригенно-вулканогенным островодужным

комплексам. На Салаире с этим интервалом связаны четыре горизонта бокситонакопления от лохкова до эйфеля, обусловленные латеритным выветриванием верхних частей карбонатных платформ, перекрытых вулканогенными породами (формация **93**). Наиболее полно бокситовое оруденение представлено на Бердско-Майском и Обуховском месторождениях с суммарными запасами категорий В + С₁ 26,0 млн т.

Таким образом, все бокситоносные районы на Урале и в Алтае-Саянской складчатой области принадлежат к осадочным бассейнам двух геодинамических типов: активизированным пассивным окраинам и карбонатным шельфам, окаймляющим островные дуги. Как перспективные выделены девонская формация **54** Урала и кембрийская **79** Алтае-Саянской области.

Нефть и газ

На территории России нефтегазоносность рифовых формаций установлена в основном в европейской ее части (Волго-Уральская, Прикаспийская и Тимано-Печорская НГП (табл. 2.1). Подавляющее большинство месторождений приурочено к рифовым формациям, сформировавшимся в осадочных бассейнах конвергентных обстановок. Среди них месторождения в рифовых комплексах субдукционных обстановок — окраинных бассейнов и активизированных частей континентальных плит; месторождения краевых прогибов с прилегающими частями континентальных плит, связанные с коллизионно-орогенными обстановками. Гораздо меньше распространены месторождения в рифовых комплексах пассивных континентальных окраин.

К рифовым комплексам осадочных бассейнов, связанных с субдукционными процессами в Уральском палеоокеане, приурочены месторождения в верхнедевонских — нижнекаменноугольных рифовых формациях трех названных выше НГП. Месторождения Тимано-Печорской и Волго-Уральской НГП относятся к рифовым комплексам бассейнов активизированных частей континентальных плит, а месторождения Прикаспийской НГП принадлежат к обстановкам окраинного бассейна.

Среди рифовых комплексов осадочных бассейнов, сформировавшихся на коллизионно-орогенной стадии развития Уральского палеоокеана, месторождения в верхнекаменноугольно-нижнепермских рифовых формациях Предуральского краевого прогиба, остаточного Прикаспийского бассейна и бассейнах активизированных частей континентальных плит. К последним отнесены месторождения в рифовых комплексах этого же возраста Тимано-Печорской провинции.

Рифовые формации с доказанной нефтегазоносностью рассматриваются нами как высокоперспективные. В качестве потенциально перспективной может быть выделена нижнепермская карбонатно-рифовая формация **5** на шельфе Баренцева моря, установленная по сейсмическим данным. Предполагается, что она аналогична формации **12** Тимано-Печорской НГП (Н. Н. Соболев и др., 2008).

По литогеодинамическим критериям к категории потенциально перспективных относятся рифовые формации **96** и **146** активизированных частей континентальных плит и окраинных бассейнов в восточных районах Западно-Сибирской плиты, а также и на востоке Сибирской платформы (формации **145–148**) при условии благоприятных термобарических обстановок.

2.4. Выводы

«Карта рифовых формаций...» (прил. 2.1) качественно отличается от карты, изданной в 1990 г. [Рифогенные ... , 1990], и может рассматриваться как карта нового поколения. Она построена в более крупном масштабе, который позволил графически отразить существенно больший объем данных по территории России, особенно таких важных в геолого-экономическом отношении регионов, как Тимано-Печорский, Волго-Уральский и Прикаспийский. В едином плане впервые показаны протяженные погребённые рифовые системы, с которыми связаны многочисленные месторождения углеводородов.

Карта существенно пополнилась материалами, полученными за последние 20–25 лет. Впервые нашли отражение принципиально новые сведения по нефтегазоносным нижнепермским рифовым формациям на современном шельфе Тимано-Печорской плиты, а также по формациям с органогенными постройками каменноугольного и пермского возраста на шельфе Баренцева моря, установленными и предполагаемыми по сейсмическим материалам. Существенно дополнены и уточнены данные о распространении девонских, каменноугольных и пермских рифовых формаций Прикаспийского региона. Со значительно большей детальностью и с привлечением новых материалов показаны рифовые формации Новой Земли, с которыми связаны различные месторождения полезных ископаемых. Для Сибирской платформы, помимо нижнекембрийских, показаны рифовые формации среднего и верхнего кембрия. Карта также дополнена рифогенными объектами, в том числе продуктивными на углеводороды и твердые полезные ископаемые, по Западной Сибири, Алтае-Саянской и Верхояно-Колымской складчатым областям.

Для крупных регионов и отдельных структурно-тектонических зон изображение формаций сопровождается литолого-стратиграфическими разрезами, отражающими временную последовательность рифовых формаций. При характеристике формаций отмечают их принадлежность к определённым тектоническим структурам, местоположение в регионе; вид органогенных построек в составе формаций, их форма, размеры, способ размещения на площади, состав каркасостроителей и сопутствующих организмов, состав отложений, парагенетически связанных с органогенными постройками. Определяются вид рифовой формации, ее возраст, мощность, а также фациальные замещения по латерали смежными формациями, состав подстилающих и перекрывающих отложений.

Рифовые формации установлены в широком возрастном диапазоне, однако основными эпохами рифообразования на территории России были кембрий, девон, карбон и пермь.

Образование рифовых комплексов происходило в разных палеогеографических и геодинамических обстановках. Наиболее мощные рифовые пояса приурочены к крайним частям Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Их возникновение связано с разными стадиями развития сопредельных палеоокеанических бассейнов. Различаются рифовые формации внутриплитные, активизированных частей континентальных плит, пассивной и активной континентальных окраин, а также связанные с океаническими обстановками. К рифовым формациям активизированных

частей континентальных плит отнесены кембрийские рифы Сибирской платформы, а также позднедевонские, каменноугольные и раннепермские рифы краевых частей Восточно-Европейской платформы. Среди последних различаются рифовые комплексы, образовавшиеся на дивергентной стадии развития Уральского палеоокеана (позднедевонско-раннекаменноугольные) и на коллизионно-орогенной (позднекаменноугольно-раннепермские). Типичным примером рифовых формаций пассивноокраинного типа являются ордовикские и силурийские рифы западного склона Урала. Океанические формации представлены преимущественно вулканогенно-рифовыми островодужными комплексами восточного склона Урала, Алтае-Саянской и Селенгино-Становой складчатых областей. Сделан вывод о том, что восточные районы Баренцева моря находились в зоне влияния Уральского палеоокеана. Рифовые формации девонского, каменноугольного и пермского возраста, по нашим данным, непрерывно прослеживаются почти на 3500 км вдоль Урала от Прикаспия на юге до северных районов Новой Земли, образуя один из важнейших нефтегазоносных поясов.

В процессе работы над составлением карты подготовлена база данных месторождений полезных ископаемых, связанных с рифовыми формациями, которая включает развернутую информацию по более чем 300 нефтегазовым месторождениям и 85 месторождениям твердых полезных ископаемых.

С рифовыми формациями на территории России связаны многочисленные месторождения нефти и газа, полиметаллических руд и бокситов. В них также выявлены промышленные залежи железа, марганца, флюорита, фосфоритов, но их значение в общем балансе данного типа минерального сырья менее значимо.

Рифовые формации нефтегазоносны в Прикаспийской, Волго-Уральской, Тимано-Печорской, Лено-Тунгусской, Западно-Сибирской НГП. Наибольшее значение они имеют в первых трех НГП, где в рифовых нефтегазоносных комплексах сосредоточено около 10% всех ресурсов углеводородов.

Среди металлических полезных ископаемых, связанных с рифовыми формациями, наибольший практический интерес представляют бокситы и свинцово-цинковые полиметаллические руды.

Месторождения бокситов локализованы в девонских рифовых формациях Тагильской мегазоны Северного Урала (СУБР), Алапаевской мегазоны Среднего Урала и на Салаире. В этих регионах они ассоциируют с вулканогенными формациями, которые, по-видимому, и стали источниками бокситового материала. Месторождения Южно-Уральского бокситоносного района формировались в пределах активизированных частей континентальных плит и скорее всего в обстановках латеритных кор выветривания. Во всех перечисленных случаях рифовые тела играли главным образом аккумуляционную роль в формировании бокситовых залежей.

Полиметаллические месторождения связаны с двумя типами рифовых формаций. В пределах Алтае-Саянской и Селенгино-Становой складчатых областей они приурочены к островодужным вулканогенно-рифовым формациям. Полиметаллическая специализация характерна также и для пассивноокраинных карбонатно-биогермных формаций Пайхойско-Новоземельской, Яно-Колымской и Сихотэ-Алинской складчатых систем.



ГАЛОГЕННЫЕ (СОЛЕНОСНЫЕ) ФОРМАЦИИ



3

Галогенные, или соленосные, формации (ГФ) представляют собой осадочные тела, широко распространенные в разрезах многих (около половины) осадочных бассейнов земного шара. Во всем мире с ними ассоциирует широкий комплекс полезных ископаемых — твердых, жидких и газообразных. Они непосредственно вмещают или отчетливо контролируют месторождения гипса, ангидрита, всех типов солей (калийных, каменной, соды, бишофита, тахгидрита, элементов-примесей В, Вг, Сs, Rb, Li и др.), серы самородной, целестина, гидроминерального сырья (Li, В, Вг, Сs, Rb, W и др.), залежей углеводородов и др., а в сочетании (на контакте) с рифогенными и высокоуглеродистыми — многих стратиформных руд (Zn, Cu, Sr, Ba, F и др.), в том числе медистых сланцев с богатейшим комплексом благородных металлов, редких и рассеянных элементов, а также газовой серы. Прямо или косвенно им подчинено размещение очень широкого комплекса полезных ископаемых разных групп: галогенной, рудной, серной, нефтегазовой. Многие из названных видов полезных ископаемых, ассоциирующих с ГФ, образуют крупнейшие и уникальные месторождения.

Минерагеническая значимость ГФ особенно выросла в последние десятилетия благодаря открытию целого ряда новых нетрадиционных типов месторождений, в том числе уникальных по масштабу, существенно повлиявших на структуру мировых сырьевых ресурсов: тахгидрита, бишофита, соды, жидких литиевых руд (в озерных рассолах и солях), серы газовой (в соленосно-рифогенных комплексах), полиметалльных (Cu-Pb-Zn) руд с Pt, Ag и другими микрокомпонентами (в соленосно-черносланцевых комплексах) и т. д.

По отношению к нефтегазоносности недр рассматриваемые формации играют особую роль, определяя многие из ее структурных, количественных и качественных характеристик (размещение и масштабы залежей, состав углеводородов и т. д.). С осадочными бассейнами, вмещающими мощные ГФ, совпадает подавляющее большинство (хотя и не все) глобальных максимумов нефтегазонакопления, в том числе супергигант Персидского залива, а также крупнейшие нефтегазоносные бассейны Североморский, Западно-Канадский, Мексиканского залива, Амударьинский, Прикаспийский, Восточно-Сибирский и др. Именно с этими бассейнами связаны и глобальные максимумы сероводородсодержащих природных газов (газовой серы). Значимость солей как фактора, контролирующего пространственное размещение нефтегазовых залежей, чрезвычайно высока как при их пластовом залегании, поскольку соли являются лучшим типом покрышек, так и в условиях солянокупольной тектоники, когда основную контролирующую роль выполняют солянокупольные и сопряженные с ними структуры и дислокации. Само присутствие в разрезах осадочных бассейнов ГФ повышает перспективы осадочных бассейнов в отношении нефтегазоносности и одновременно определяет многие

важнейшие закономерности размещения залежей, их структурно-морфологические характеристики и геохимические особенности углеводородов.

Для России, где осадочные толщи слагают до 80% площади, а ГФ в разрезах установлены на значительной части этой территории, их роль особенно велика. Уже сегодня их вклад в сырьевую (и стоимостную) базу страны (как и мира) чрезвычайно высок. Это касается как твердых полезных ископаемых (помимо поваренной соли и гипс-ангидритовых месторождений, уникальные скопления калийных солей, Вг, Rb, бишофита, гидроминерального сырья Соликамского, Прикаспийского, Восточно-Сибирского бассейнов), так и углеводородов (высокая нефтегазовая продуктивность, связанная с соленосными комплексами, часто в сочетании с рифогенными и черносланцевыми, уже выявлена в целом ряде нефтегазоносных бассейнов России – Прикаспийском, Восточно-Сибирском, Тимано-Печорском, Волго-Уральском, Северо-Кавказском и некоторых других), а также попутных компонентов углеводородов (многочисленные скопления газовой серы Прикаспийского бассейна, в том числе уникальнейший по запасам серы Астраханский супергигант).

Вместе с тем, минерагенический потенциал большинства соленосных осадочных бассейнов России раскрыт далеко не полностью. Это касается полезных ископаемых всех перечисленных типов, в наибольшей мере калийных солей, бишофита, газовой серы, гидроминерального и углеводородного сырья. Высокие показатели продуктивности большинства крупных соленосных бассейнов мира определяют весьма высокие перспективы тех бассейнов России, где соленосность установлена или предполагается, что значительно повышает их дальнейшие перспективы. Существенно, что в двух из них – Прикаспийском и Восточно-Сибирском – локализованы два глобальных максимума соленакпления (а в Прикаспийском также и сопряженный с ним крупнейший в мире максимум рифогенеза).

Весьма важная и актуальная задача – углубленный литогеодинамический и минерагенический анализ и интегральное картографическое отображение для всей территории России информации, характеризующей размещение, закономерности строения, особенности продуктивности ГФ и вмещающих их осадочных бассейнов.

Впервые картографическое отображение характера размещения ГФ для всей территории России выполнено коллективом ВСЕГЕИ в 1987–1990 гг. Схематическая карта масштаба 1 : 10 000 000 [Рифогенные ... , 1990] была первой такого рода специальной картой, которая и послужила основой составленной карты нового поколения.

Накопленный за прошедшее время в ходе геологосъемочных и тематических работ обширный фактический материал выявил ряд новых соленосных тел, прежде всего в глубоких частях осадочных разрезов и в пределах акваторий, существенно пополнил информацию об особенностях строения и состава уже известных ГФ, уточнил и расширил сведения о характере их продуктивности и о строении продуктивных интервалов разрезов. Разработка и использование новых теоретических подходов, методов и технологий комплексного литогеодинамического и минерагенического анализа позволили значительно углубить и синтезировать знания о пространственно-временных взаимосвязях ГФ, о закономерностях их палеотектонической позиции, о минерагенической специализации и ее структуре в разных фациальных и тектонических обстановках [Литогеодинамика ... , 1998; Беленицкая и др., 2001]. Во всем мире сделано много открытий, которые

расширили представления о минерагенической специализации ГФ, обнаружив наличие прямых или косвенных связей с ними широкого комплекса полезных ископаемых – твердых, жидких и газообразных. Однако до настоящего времени целенаправленные работы по систематизации геологической и комплексной минерагенической информации о галогенных формациях территории России и ее картографическому отображению не проводились.

Все это определило актуальность постановки работ по созданию карты ГФ территории России, согласованную с одновременно составляемыми картами рифогенных и черносланцевых формаций и ориентированную на интегральный геологический и минерагенический анализ ГФ и их прогнозную оценку.

3.1. КАРТА ГАЛОГЕННЫХ (СОЛЕНОСНЫХ) ФОРМАЦИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

3.1.1. Обзор состояния понятийно-терминологической, классификационной и картографической баз

Разработка научно-методических принципов картографирования ГФ предполагает прежде всего уточнение и актуализацию понятийно-терминологической, классификационной и методической основ. Кратко осветим наиболее важные из этих вопросов, касающиеся терминологии и номенклатуры ГФ, принципов их типизации, принятых в работе классификаций самих ГФ и обстановок их образования (фациально-палеогеографических, палеогеодинамических и др.), а также принципов картографического отображения ГФ и связанных с ними полезных ископаемых.

Понятия, термины, объекты исследования. Вопросам терминологии и номенклатуры галогенных пород и формаций уделяли внимание многие исследователи, принимая за основу разные признаки и принципы. Анализ этих вопросов – их изученности и современного состояния – был выполнен нами в специальных исследованиях [Систематика ... , 1998; Беленицкая, 1998; и др.]. Здесь мы лишь уточним основные используемые понятия и термины.

Термин «галогенный» (от *греч.* *hals* – соль) принят в толковании, обоснованном Н. М. Страховым, А. А. Ивановым и другими исследователями и наиболее распространенном в отечественной литературе. Он объединяет все сообщество природных минеральных солей: все легкорастворимые хемогенные соединения, начиная с сульфатов кальция и кончая наиболее растворимыми хлоридами, сульфатами, карбонатами и нитратами К, Mg, Na, Ca. По классификации минералов А. Г. Бетехтина, галогенное сообщество включает две группы минеральных соединений: *галогениды* (соли галоидов Cl, F, Br, J) и *кислородные соли* (соединения с анионами SO₄, CO₃, NO₃ и др.). Следует обратить внимание, что понятия «галогенный» и «галоидный», хотя и однокоренные, но отнюдь не синонимы: соли галоидов – главным образом Cl (группа галогенидов, по классификации А. Г. Бетехтина) составляют лишь часть галогенного сообщества, включающего, в соответствии с определением, также разнообразные кислородные

Таблица 3.1

Классификации галогенных минералов и пород. Сост. Г. А. Беленицкая

Породообразующие соляные минералы ³			
Группы ¹	Классы ^{1,2}	Подклассы ²	Минералы, формулы
1	2	3	4
Галогениды	Хлориды	Натриевые хлориды [Na-хлориды]	Галит NaCl
		Магниево-калиевые хлориды [Mg/К-хлориды]	Сильвин KCl Карналлит KCl·MgCl ₂ ·5H ₂ O Бишофит MgCl ₂ ·6H ₂ O Тахгидрит CaCl ₂ ·2MgCl ₂ ·12H ₂ O
Кислородные соли	Сульфаты	Кальциевые сульфаты [Ca-сульфаты]	Гипс CaSO ₄ ·2H ₂ O Ангидрит CaSO ₄
		Магниево-калиевые сульфаты [Mg/К-сульфаты]	Полигалит K ₂ SO ₄ ·MgSO ₄ ·2CaSO ₄ ·2H ₂ O Каинит KCl·MgSO ₄ ·3H ₂ O Лангбейнит K ₂ SO ₄ ·2MgSO ₄ Кизерит MgSO ₄ ·H ₂ O Эпсомит MgSO ₄ ·7H ₂ O
		Натриевые сульфаты [Na-сульфаты]	Тенардит Na ₂ SO ₄ Мирабилит Na ₂ SO ₄ ·10H ₂ O Глауберит Na ₂ SO ₄ ·CaSO ₄ Астраханит Na ₂ SO ₄ ·MgSO ₄ ·4H ₂ O Глазерит Na ₂ SO ₄ ·3K ₂ SO ₄
	Карбонаты	Натриевые карбонаты [Na-карбонаты]	Трона Na ₂ CO ₃ ·NaHCO ₃ ·2H ₂ O Нахколит NaHCO ₃ Натрон [природная сода] Na ₂ CO ₃ ·10H ₂ O Нортупит Na ₂ CO ₃ ·MgCO ₃ ·NaCl Шортит Na ₂ CO ₃ ·2CaCO ₃ Гейлюссит Na ₂ CO ₃ ·CaCO ₃ ·5H ₂ O Давсонит NaAlCO ₃ (OH) ₂ Ганксит 2Na ₂ CO ₃ ·9Na ₂ SO ₄ ·KCl
Нитраты	Калиево-натриевые нитраты [К/Na-нитраты]	Нитронатрит [натриевая или чилийская селитра] NaNO ₃ Нитрокалит [калиевая селитра] KNO ₃	

Примечания: 1. По А. Г. Бетехтину. 2. Минералы смешанного анионного или характерным для них анионам и катионам. 3. В квадратных скобках – варианты

соли. Важно, что не только хлоридные, но и сульфатные соединения, в том числе широко распространенные сульфаты кальция (ангидрит, гипс), обладающие относительно ограниченной растворимостью, рассматриваются в группе галогенных отложений.

Набор основных породообразующих минералов и галогенных пород систематизирован в табл. 3.1. Фото наиболее распространенных минералов приведены на рис. 3.1.

Термин «соляной» этимологически близок или даже равнозначен термину «галогенный», однако он используется в разных значениях. В одних

Галогенные породы [галолиты] ³			
Классы	Подклассы	Породы ⁴	
5	6	7	
Хлоридные породы [хлоридолиты]	Хлоридно-Na породы [Na-хлоридолиты]	Галитовая порода [каменная соль, галитолит]	
	Хлоридные Mg-K породы [Mg/K-хлоридолиты]	Сильвиновая порода [сильвинолит] Карналлитовая порода [карналлитолит] Бишофитовая порода [бишофитолит] Тахидритовая порода [тахидритолит]	
Сульфатные породы [сульфатолиты]	Сульфатно-Ca породы [Ca-сульфатолиты]	Гипсовая порода [гипсолит] Ангидритовая порода [ангидритолит]	
	Сульфатные Mg-K породы [Mg/K-сульфатолиты]	Полигалитовая порода [полигалитолит] Каинитовая порода [каинитолит] Лангбейнитовая порода [лангбейнитолит] (Кизеритовая порода [кизеритолит]) (Эпсомитовая порода [эпсомитолит])	
	Сульфатно-Na породы [Na-сульфатолиты]	(Тенардитовая порода [тенардитолит]) (Мирабилитовая порода [мирабилитолит]) (Глауберитовая порода [глауберитолит]) (Астраханитовая порода [астраханитолит]) (Глазеритовая порода [глазеритолит])	
Карбонатные породы [карбонатолиты]	Карбонатно-Na породы [Na-карбонатолиты]	(Содовые породы [содолиты]) (Нортупитовая порода [нортупитолит]) (Шортитовая порода [шортитолит]) (Гейлюсситовая порода [гейлюсситолит]) (Давсонитовая порода [давсонитолит]) (Ганкситовая порода [ганкситолит])	
Нитратные породы [нитратолиты]	Нитратные K-Na породы [K/Na-нитратолиты]	(Нитронатриевая порода [натриевая селитра, нитронатритолит]) (Нитрокалиитовая порода [калиевая селитра, нитрокалиитолит])	

катионного состава отнесены к тому или иному классу или подклассу по наиболее наименований. 4. В круглых скобках – редкие породы.

случаях он подразумевает любое природное соляное сообщество и включает все галогенные соединения. В других относится лишь к легкорастворимым его членам, начиная с хлоридов натрия, не распространяясь на сульфатно-кальциевые породы (ангидриты, гипсы), т. е. исключая из рассмотрения эту очень важную часть сообщества. Таким образом, анализируемому сообществу (пород, формаций, бассейнов) в разной мере соответствуют два термина – «галогенный» и «соляной». Из них первый – «галогенный», охватывающий все сообщество, в полной мере отвечает задачам исследования, второй же менее однозначен. Поэтому в качестве

а



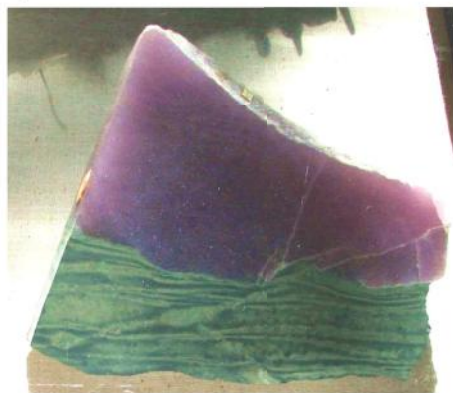
в



б



г



более общего правильнее использовать термин «галогенный» и его производные. Однако из-за привычности производных от слова «соли» мы их часто используем в работе в качестве синонимов термина «галогенный».

Еще один термин «эвапориты» (и его производные) широко распространен в зарубежной, а отчасти и в русскоязычной литературе. Он происходит от латинского «*evaporare*» — испарять и обозначает отложения, возникшие в результате испарения. Объем этих терминов в литературе также недостаточно определен: одни исследователи включают в него только высокорастворимые соли, другие — также и сульфаты кальция, третьи — еще и кальциево-магниево-карбонаты (доломит, магнезит). Мы ограниченно используем эти термины прежде всего из-за того, что они предполагают однозначную «моногогенность» галогенных образований, утверждая, что их возникновение происходит исключительно эвапоритовым, т. е. испарительным путем. Соответственно для обозначения соляных пород иной генетической природы они не должны применяться. Между тем установлена возможность накопления солей в результате реализации совсем других механизмов, таких как смешение рассолов, перепады физико-химических параметров среды, переотложение и др. Их обзор сделан в работе [Беле-

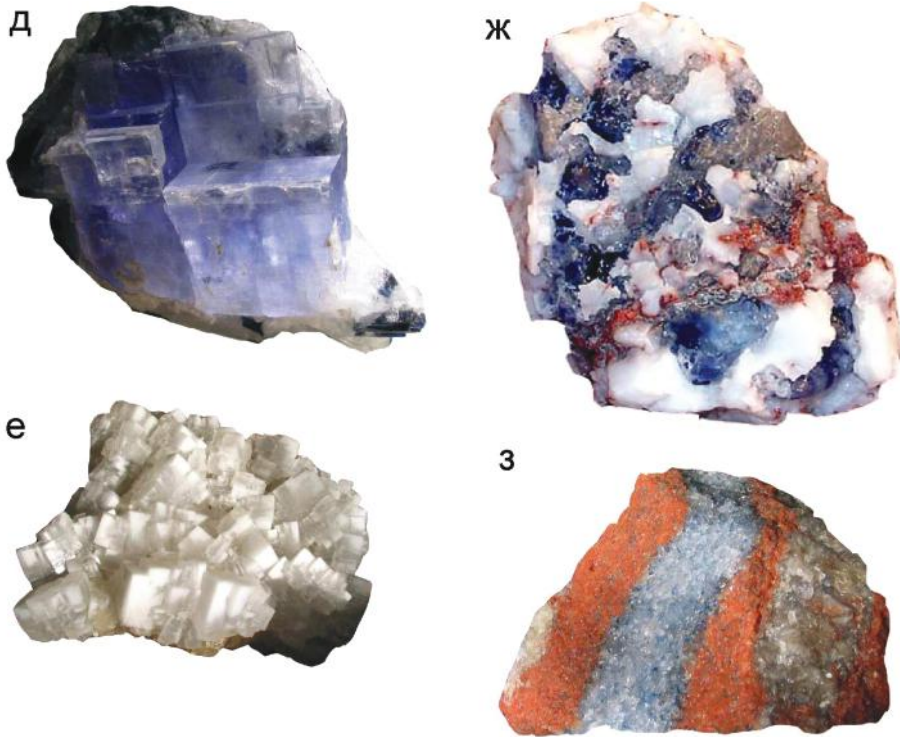


Рис. 3.1. Гипс, ангидрит, каменная и калийная соли. Фото образцов.

Сайт «Минералогические музеи мира»

a – двойникованный кристалл гипса «ласточкин хвост»; *b* – сростки двойникованных кристаллов гипса; *v* – гипсовые розы; *г* – ангидрит фиолетовый; *д, e* – каменная соль (галит); *ж, з* – галит (белый, голубой) с сильвином (красно-оранжевый)

ницкая, 1998; и др.]. Иначе говоря, данные термины не охватывают всей интересующей нас совокупности пород.

Мы будем использовать в основном два термина (и их производные) – галогенный и соляной. *Галогенные (галогенсодержащие)* или *соляные (соленосные) осадочные тела* – это осадочно-породные объекты разного ранга, значительно обогащенные галогенным (соляным) материалом, содержащие его повышенное количество в виде толщ, слоев, прослоев, а иногда сложенные им целиком.

Для задач работы основное значение имеют тела ранга формаций, а также слагающие их подразделения (тела) более низкого ранга – парагенерации и градации, и более высокого – осадочные бассейны. Принимаемые нами определения этих тел были приведены в гл. 1.

К *галогенным (точнее, галогенсодержащим) формациям* относятся крупные пространственно развитые осадочные тела формационного ранга, типоморфным элементом которых являются галогенные породы и их комплексы (парагенерации), присутствующие в разрезе в качестве (в объеме) формациеобразующих составляющих (толщ, слоев, прослоев). Такие формации сложены циклически и фациально взаимосвязанными

галогенными и негалогенными парагенерациями при содержании первых от 10–20% до полного преобладания (80–90%). Структуру формаций определяют разнопорядковая цикличность, латеральная зональность, трансгрессивно-регрессивная направленность вертикальных последовательностей, характер перерывов, а также осложненность солянокупольной тектоникой.

Парагенерации, представляющие собой осадочные тела, связанные с элементарными фаціальными зонами и примерно отвечающие литофациям, в разрезах ГФ могут иметь весьма различный состав – от чисто галогенных (ангидритовых, галититовых и т. п.) до бедных галогенным материалом и даже почти не содержащих его (биогермных, углеродистых и т. п.) (рис. 3.57, А). В значительной мере это замечание касается и *градаций* – латеральных частей формаций, примерно отвечающих элементарным фаціально-палеогеографическим обстановкам. В зависимости от положения в пределах фаціального профиля их состав существенно меняется – от преобладающего соляного до весьма бедного галогенным материалом (рис. 3.57, Б).

Галогенсодержащие (соленосные) осадочные бассейны – осадочные (осадочно-породные) бассейны, содержащие в своем разрезе одну или более ГФ. То есть в соответствии с данным выше определением самих осадочных бассейнов – это стратифицированные осадочно-породные тела надформационного ранга, отвечающие седиментационным выполнениям депрессионных палеоструктур, формирующиеся в течение времени существования конкретных (элементарных) геодинамических обстановок, содержащие в разрезе одну или более ГФ. Наличие ГФ является типоморфной особенностью данной группы осадочных бассейнов, отличающей их от всех других вещественных разновидностей.

Итак, основные объекты анализа и картирования составят галогенсодержащие и сопряженные с ними осадочные тела разных рангов – парагенерации, градации, формации и осадочно-породные бассейны.

Галогенсодержащие (соленосные) объекты, объем которых не уточняется, будем обозначать терминами свободного пользования: галогенсодержащие (соленосные) комплексы и осадочные тела либо собственно галогенные (соляные) комплексы, толщи, горизонты и т. д.

Варианты типизации галогенных формаций. Вопросам типизации и классифицирования ГФ уделяли внимание многие исследователи, принимая за основу разные признаки и принципы. По характеру ведущего основания получили развитие две группы классификаций: генетические и структурно-вещественные.

Генетические классификации использовали в качестве оснований показатели следующих групп: физико-географические (ландшафтные) обстановки, физико-химические условия галогенеза, источники солей. Использовались также смешанные показатели.

Среди классификаций ландшафтной группы одна из наиболее употребительных разработана Н. М. Страховым, подразделившим все ГФ на пять типов в зависимости от вида контролирующей обстановки и отвечающего ему ландшафтного вида солеродного бассейна [Страхов, 1962]. Первый тип ГФ включает формации крупных озерных водоемов континентальных областей, остальные – формации морских бассейнов четырех видов: лагун, заливов, обширных краевых зон эпиконтинентальных морей и внутриконтинентальных солеродных морей.

А. А. Иванов, приняв в качестве оснований два показателя — время образования и ландшафтный тип, подразделил все формации на две группы: современные (четвертичные) и ископаемые, а каждую из групп в свою очередь на морские и континентальные [Иванов и др., 1972].

О. Брайтич [1985] дал сходное деление месторождений минеральных солей: сначала по ландшафтному признаку, а затем по степени изменения и составу солей.

Классификации, основанные на *физико-химических показателях галогенеза*, делят ГФ в зависимости от завершенности галогенеза на неполно и полноразвитые, а последние, в зависимости от геохимической специализации процесса на завершающих этапах, на три типа: карбонатный, сульфатный (с сульфатно-натриевым и сульфатно-магниевым подтипами) и хлоридный (М. Г. Валяшко, Н. М. Страхов и др.).

Типизации, учитывающие *источники солевых компонентов*, получили меньшее развитие. Впервые Ф. Лотце [Lotze, 1957] выделил четыре типа современных соляных месторождений, отражающих четыре разных источника солей: 1) морские; 2) континентальные; 3) вторично-континентальные (десцендентные), связанные с растворением ранее отложенных соляных пород; 4) вулканические. В последующих классификационных схемах источники солей в качестве оснований долгое время не рассматривались, поскольку подразумевался единственный источник соленакопления — растворенные соли поверхностных вод, в свою очередь пополняемый исключительно продуктами континентального выветривания. Лишь в работе Н. М. Джиноридзе с соавторами [Джиноридзе и др., 1980] вопрос об источнике солей стал узловым и послужил основанием выделения четырех генетических типов древнего и современного соленакопления, близких к намеченным Ф. Лотце: 1) эксгальационно-осадочного; 2) эксгальационно-седиментационного, отличающегося от первого относительно меньшей ролью продуктов вулканической и гидротермальной деятельности; 3) десцендентно-седиментационного (связанного с поверхностным растворением и переотложением солей); 4) собственно эвапоритового (испарительного).

В группе *структурно-вещественных* классификаций ГФ в качестве основы использовались признаки трех типов: положение ГФ в вертикальных формационных рядах, их строение и состав (галогенных и негалогенных компонентов).

Типизацию по характеру *вертикальных формационных рядов* провел В. Крумбейн, сгруппировав соленосные формации по соотношению с подстилающими и перекрывающими осадочными комплексами (карбонатными или красноцветными) и выделив четыре типа таких соотношений.

Различные показатели *строения* формаций — их цикличность, зональность и др. — и особенности их положения во вмещающих толщах — формационных рядах — систематизированы в работах М. М. Грачевского, М. П. Фивега, Я. К. Писарчик, В. Г. Кузнецова, Г. А. Беленицкой, М. А. Жаркова, С. К. Кропачевой и др. М. М. Грачевский, уделявший большое внимание закономерностям строения ГФ, подразделил их на полициклические и моноциклические и наметил принципы строения слагающих формации седиментационных циклов [Грачевский и др., 1976].

В работах Г. А. Беленицкой [1998, 2000] выполнен систематический анализ различных показателей, определяющих структуру ГФ, с характеристикой образующих их более мелких тел. Рассмотрены цикличность

(трех-четырёх порядков), латеральная зональность, трансгрессивно-регрессивная направленность вертикальных последовательностей, наличие и характер перерывов. Особое внимание уделено проявлениям солянокупольных осложнений.

При классифицировании ГФ по *составу галогенного материала* одним из ключевых вопросов является согласование и увязка между собой трех групп классификационных схем – гидрохимических (природных вод), физико-химических (солевых систем) и вещественных (галогенных отложений). Благодаря работам М. Г. Валяшко [1962], Н. М. Страхова [1962], Ю. В. Баталина с соавторами [1973], В. В. Куриленко [1997] и других исследователей [Новые ... , 1982; Новые ... , 1986; Осадочные ... , 1987; Проблемы ... , 1988; и др.], три основных гидрохимических типа природных поверхностных и подземных вод (хлоридный, сульфатный и карбонатный) в общем виде увязаны (и согласованы терминологически) с тремя главными типами солевых систем и с вещественными типами галогенных отложений.

Геохимические показатели формаций стали основой сравнительно близких между собой классификаций М. А. Жаркова с соавторами [1981], С. М. Корневского [1986], Г. А. Беленицкой, Я. К. Писарчик с соавторами [1986]. Ведущий принцип этих классификаций – наличие того или иного типоморфного галогенного компонента. Существенно, что для галогенных тел в качестве типоморфных рассматриваются компоненты, отвечающие проявлениям наиболее полноразвитого галогенеза, при этом иногда находящиеся в подчиненном количестве (так что количественное преобладание галогенных составляющих не является определяющим).

Типизация ГФ с учетом характера их сульфатонности – ее количественных и пространственных показателей – выполнена Г. А. Беленицкой, М. С. Гуревичем, Я. К. Писарчик с соавторами для целей перспективной оценки территории СССР на серу газовую и на серу самородную [Карта перспективной ... , 1976а, 1976б, 1976в]. Типизация была проведена в зависимости от состава основных галогенных и негалогенных компонентов, а также от содержания и распределения в составе галогенных компонентов сульфатно-кальциевых составляющих (ангидрита, гипса). Во многом сходные варианты подразделения ГФ на литокомплексы, по составу их галогенных и негалогенных частей, независимо разработаны С. М. Корневским [1986].

Бликие принципы получили дальнейшее развитие в монографии [Рифогенные ... , 1990], где вещественная типизация ГФ выполнена в зависимости от состава одновременно галогенных и негалогенных компонентов. Эти принципы положены в основу классификации, принятой в данной работе в качестве базовой при картировании ГФ.

Картографическое отображение галогенных формаций. Исследования по картографическому отображению ГФ развивались параллельно с разработкой схем типизации на базе обобщения регионального материала по территории СССР.

Обобщение, систематизация и картографическое отображение материала, характеризующего размещение и закономерности строения ГФ и вмещающих их осадочных бассейнов для всей территории России, впервые выполнены коллективом ВСЕГЕИ в 1987–1990 гг. Их итогом была упомянутая монография, сопровождаемая схематической картой размеще-

ния ГФ [Рифогенные ... , 1990]. Ее легенда дала возможность отразить на поле карты контуры распространения всех известных к тому времени ГФ, их вещественные типы и ряд других данных. Исследования пополнили и систематизировали знания об особенностях строения и состава самих ГФ и об их пространственно-временных взаимосвязях, о закономерностях их палеотектонической позиции и эволюции. Эти работы использованы в качестве основы проведенных исследований.

Минерагенические особенности галогенных формаций и их картографическое отображение. Вопросы, касающиеся разнообразной минерагенической специализации ГФ, связей с ними как собственно галургического сырья, так и некоторых видов рудной и нерудной минерализации, подняты в 1960–1970-е годы в работах Н. М. Страхова, К. Дэвидсона, А. Ренфро, С. М. Корневского, обозначивших их как комплексную минерагеническую проблему. Полезными компонентами являются прежде всего почти все макросоединения самих природных солей (поваренная соль, сода, хлориды и сульфаты К, Mg, Na и т. д.), т. е. целые толщи и мощные слои пород. Кроме того, установлена разнообразная рудно-геохимическая специализация осадочных тел, контактирующих с галогенными. Ассоциация с ГФ характерна для полезных ископаемых двух групп: твердых руд разного типа (стратиформных свинцово-цинковых, медистых песчаников и сланцев, барита, целестина, серы самородной и др.) и жидких и газообразных (рассолов, нефтей, природных газов), существенно отличающихся по макро- и микрокомпонентному составу от своих аналогов, заключенных в других типах осадочных разрезов.

В ряде работ нами был обозначен комплекс «галофильных» (солелюбивых) полезных ископаемых, устойчиво связанных с ГФ [Беленицкая, 1989, 1998, 2000]. В его составе по минерагеническим особенностям и характеру связей с элементами ГФ выделен ряд групп: галогенная, гидроминеральная, рудная и серная. Их типизация и обзор будут даны ниже.

Картографическое отображение некоторых из этих групп (галогенной, серной) было выполнено на упоминавшихся картах перспективной оценки территории СССР. Работы по систематическому картографическому отображению комплексной минерагении ГФ для территории России не проводились.

3.1.2. Принятые в работе классификации галогенных формаций, обстановок их образования и связанных с ними полезных ископаемых

Базовая вещественная классификация галогенных формаций. Ведущими, наиболее значимыми для картирования показателями ГФ являются их вещественные характеристики. В связи с этим в качестве базовой принята классификация ГФ по вещественным признакам (табл. 3.2).

Другие важные группы показателей каждой ГФ: структурные (цикличность, латеральная зональность, осложненность солянокупольной тектоникой и др.), фациально-ландшафтные, палеогеодинамические, минерагенические и некоторые другие будут систематизированы и отражены на сопровождающих карту графических материалах (колонках, профилях) и охарактеризованы в специальных разделах.

Таблица 3.2
Вещественная классификация галогенных формаций*, Сост. Г. А. Беленицкая

Геохимические типы (по составу галогенных компонентов) и их символы	Подтипы (по составу негалогенных компонентов) и их символы**					Д – терригенный
	А – карбонатный (известняковый, доломитовый)	Б – глинисто-карбонатный, мергельный	В – терригенно-карбонатный	Г – глинистый		
1 – сульфатно-кальциевый (ангидритовый, гипсовый)	1А – сульфатно-кальциевый тип, карбонатный подтип	1Б – сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип	1В – сульфатно-кальциевый тип, терригенно-карбонатный подтип	1Г – сульфатно-кальциевый тип, глинистый подтип	1Д – сульфатно-кальциевый тип, терригенный подтип	
2 – хлоридно-натриевый (галитовый)	2А – галитовый тип, карбонатный подтип	2Б – галитовый тип, глинисто-карбонатный подтип	2В – галитовый тип, терригенно-карбонатный подтип	2Г – галитовый тип, глинистый подтип	2Д – галитовый тип, терригенный подтип	
3 – хлоридно-кальциевый	3А – хлоридно-кальциевый тип, карбонатный подтип	3Б – хлоридно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип	3В – хлоридно-кальциевый тип, терригенно-карбонатный подтип	3Г – хлоридно-кальциевый тип, глинистый подтип	—	
4 – сульфатно-кальциевый	4А – сульфатно-кальциевый тип, карбонатный подтип	4Б – сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип	4В – сульфатно-кальциевый тип, терригенно-карбонатный подтип	4Г – сульфатно-кальциевый тип, глинистый подтип	4Д – сульфатно-кальциевый тип, терригенный подтип	
5 – сульфатно-натриевый	—	5Б – сульфатно-натриевый тип, глинисто-карбонатный подтип	—	5Г – сульфатно-натриевый тип, глинистый подтип	5Д – сульфатно-натриевый тип, терригенный подтип	
6 – карбонатно-натриевый (солодовый)	6А – содовый тип, карбонатный подтип	6Б – содовый тип, глинисто-карбонатный подтип	6В – содовый тип, терригенно-карбонатный подтип	6Г – содовый тип, глинистый подтип	6Д – содовый тип, терригенный подтип	
7 – нитратно-кальциево-натриевый (нитратный)	—	—	—	7Г – нитратный тип, глинистый подтип	7Д – нитратный тип, терригенный подтип	

* Выделяются, кроме того, разновидности по наличию в составе формаций характерных комплексов (буквы а–г вводятся в символы формаций): а – красно- и пестроцветных, б – вулканогенных, туфогенных, в – биоигермных, г – высокоуглеродистых.

** Прочерк – подтипы формаций не установлены.

Состав ГФ определяет набор взаимосвязанных компонентов – парагенераций двух групп: 1) собственно галогенные и 2) негалогенные. Вещественные особенности компонентов обеих этих групп и их соотношений (циклических, фашиальных) определяют многие важнейшие характеристики формаций. Поэтому в принятой нами классификации учтены компоненты обеих групп.

Среди *галогенных компонентов* в качестве типоморфных традиционно выступают те, которые представляют собой наиболее полное (для данной ГФ) проявление галогенеза и характеризуют его геохимическую разновидность (не будучи часто количественно преобладающей и даже находясь в подчиненном количестве). Иначе говоря, количественное соотношение различных галогенных составляющих, очень важное для классификаций других осадочных образований, здесь не является определяющим. Например, содержание хлоридно-калиевых солей порядка 10% и даже меньше достаточно для отнесения формации к хлоридно-калиевому типу.

По названному признаку различается семь геохимических типов ГФ: сульфатно-кальциевый, хлоридно-натриевый, хлоридно-калиевый, сульфатно-калиевый, сульфатно-натриевый, карбонатно-натриевый (содовый) и нитратно-калиево-натриевый. В первом типе – сульфатно-кальциевом (ангидритовом, гипсовом) из галогенных компонентов присутствуют лишь сульфатно-кальциевые, которые и являются типоморфными. Во втором – хлоридно-натриевом (галититовом) к ним добавляются, становясь типоморфными, галититовые. В третьем – хлоридно-калиевом к перечисленным компонентам добавляются, также становясь типоморфными, хлоридные соли калия и магния, иногда кальция, чаще всего сильвин-карналлитовые, реже бишофитовые, а иногда тахидритовые; используемое наименование типа сокращенное, точнее его называть хлоридно-магниево-калиевым. В четвертом типе – сульфатно-калиевом к компонентам, присутствующим в третьем, добавляются сульфатные и сложные хлоридно-сульфатные двойные и тройные соли Mg, K, реже Ca; полное наименование типа – хлоридно-сульфатный магниево-калиевый. В пятом типе – сульфатно-натриевом, как и в предыдущих, присутствуют ангидрит-гипсовые и галититовые компоненты, реже менее характерные калиево-магниевые хлориды и сульфаты; к ним добавляются, становясь типоморфными, существенно натриевые сульфатные соли (натриевые, кальциево-натриевые, магниево-натриевые). Шестой тип – карбонатно-натриевый (содовый), единственный (кроме крайне редкого нитратного), не содержащий сульфатно-кальциевых компонентов; включает почти всегда галититы в сочетании с типоморфными для типа карбонатными или гидрокарбонатными солями натрия, а также двойными карбонатными, реже хлоридными или сульфатными солями Ca, Mg, Al, редко K. Седьмой тип – нитратно-калиево-натриевый (нитратный). Этот тип является крайне редким, на территории России не встречается и потому в дальнейшем из рассмотрения исключен. ГФ двух первых типов – сульфатно-кальциевого и галититового – возникают в ходе галогенеза неполноразвитого, остальные полноразвитого.

Компоненты негалогенного ряда (фоновые), используемые в типизации формаций, подразделены на пять обобщенных подгрупп: карбонатные (известняки, доломиты), глинисто-карбонатные и мергельные, терригенно-карбонатные, глинистые и терригенные. Соответствующее наименование получили и пять подтипов ГФ. Внутри подтипов выделены разновидности,

для которых характерны те или иные специфические компоненты: красноцветные и пестроцветные, вулканогенные и туфогенные, биогермные и строматолитовые, высокоуглеродистые. Многие специфические биохемогенные компоненты тесно ассоциируют с галогенными, формируя с ними устойчивые биогенно-хемогенные парагенезы. Среди негалогенных компонентов в составе ГФ фоновые чаще являются основными по мощности, а специфические — по значимости (именно они являются основными рудолокализирующими образованиями). Учитывая значимость специфических компонентов, мы использовали их в качестве дополнительного основания классификации.

Итак, основной принцип принятой в работе классификации ГФ — подразделение их в зависимости от состава каждой из групп и подгрупп компонентов, слагающих формации (или характерных для них). Соответственно по видам галогенных компонентов в классификации выделено шесть геохимических типов (с цифровыми индексами): 1 — сульфатно-кальциевый, 2 — хлоридно-натриевый, 3 — хлоридно-калиевый, 4 — сульфатно-калиевый, 5 — сульфатно-натриевый и 6 — карбонатно-натриевый (содовый). По преобладающему составу компонентов негалогенного ряда (фоновых) выделено пять подтипов (с буквенными индексами): А — карбонатный, Б — глинисто-карбонатный, В — терригенно-карбонатный, Г — глинистый, Д — терригенный. Определение подтипов имеет в основном качественный характер; количественные градации в большинстве случаев затруднительны из-за невыдержанности состава. Сгруппированные в матричной форме типы и подтипы охватывают все разнообразие наблюдаемых комбинаций. По наличию тех или иных важных специфических комплексов внутри подтипов выделены разновидности: а — красноцветно-пестроцветные, б — вулканогенные и туфогенные, в — биогермные и строматолитовые, г — высокоуглеродистые.

По составу галогенных компонентов выделено шесть типов ГФ, по составу негалогенных пять подтипов, по составу специфических четыре разновидности. Типам даны цифровые обозначения (от 1 до 6), подтипам буквенные (от А до Д), разновидностям также буквенные (от а до г).

Типизация фациально-палеогеографических обстановок галогенеза. В гл. 1 дана систематизация всех обстановок субаквального седиментогенеза, в которых осуществляется формирование рифогенных, галогенных и углеродистых комплексов. Систематизация проведена по двум показателям: типу седиментационного бассейна и фациально-ладшафтной зональности, соотношение между которыми отражено на рис. 1.1.

Применительно к галогенезу вариант типизации палеобассейнов, аккумулярующих ГФ, был разработан Н. М. Страховым. Этот вариант, включающий пять типов (крупные озерные водоемы, лагуны, заливы морей, обширные краевые зоны эпиконтинентальных морей и внутриконтинентальные моря), и ныне чаще всего используется при проведении региональных и глобальных палеогеографических реконструкций соленосных палеобассейнов. Однако при его применении возникают весьма существенные трудности, в том числе из-за неполноты спектра включенных в него типов седиментационных обстановок соленакопления. Поэтому мы взяли за основу рассмотренную выше более общую схему деления водоемов по общим физико-географическим параметрам.

Некоторого пояснения требует термин «лагунный бассейн», особенно часто используемый применительно к обстановкам соленакопления. В на-

стоящее время в работах, касающихся геологии солей, а нередко и ряда сопряженных проблем, этот термин используется в двух разных значениях — физико-географическом и физико-химическом. В соответствии с первым в группу лагунных (*s.l.*) бассейнов объединяются, как уже отмечалось, небольшие приморские бассейны разнообразных типов (лиманы, небольшие заливы, собственно лагуны *s.str.*, озера), расположенные в прибрежных областях, часто в пространстве и времени связанные между собой взаимопереходами. Во втором значении тот же термин нередко, особенно в неспециальной литературе, используется по отношению к осолоненным и солеродным бассейнам (чаще палеобассейнам) различных (любых) физико-географических и морфологических типов, т. е. по существу как синоним терминов «бассейн повышенной солености» или «обстановка соленакопления». Само наличие галогенных отложений служит исследователям основанием для наименования палеообстановки «лагунной», даже если показано (в том числе и самими исследователями), что это был морской или озерный водоём. Нежелательность такого толкования термина отмечал еще Н. М. Страхов [1962]. Проблема осложняется тем, что нередко актуалистическим эталоном «лагунных» (т. е. солеродных) палеообстановок считается залив (не лагуна) Кара-Богаз-Гол, а потому все его морфологические и гидрологические особенности иногда явно или неявно переносятся на исследуемый солеродный палеобассейн любого типа, что совершенно неверно. Мы сохраняем за термином «лагунные бассейны» лишь одно значение — физико-географическое.

Соотношения между отдельными фашиально-ландшафтными подразделениями и структурно-вещественными особенностями ГФ и их частей обсуждались в литературе многими исследователями (М. А. Жарков, Я. К. Писарчик, Н. М. Страхов, А. Л. Яншин и др.). Показано, что значительные изменения в галогенных формациях отвечают фашиально-ландшафтными границам, а внутри этих границ их особенности близки.

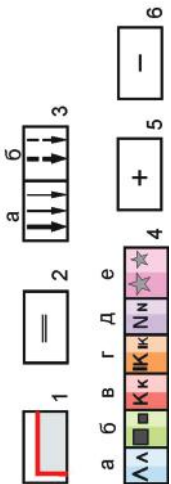
Все это позволило для анализа обстановок галогенеза взять за основу рассмотренную выше более общую схему деления всех обстановок субаквального седиментогенеза одновременно по типам седиментационных бассейнов и их фашиально-ландшафтной зональности.

За время формирования ГФ фашиальные условия существенно изменяются: в предгалогенное время, в начале галогенеза и к моменту его завершения они различны. Общий характер таких изменений был проиллюстрирован на рис. 1.5 в гл. 1, а в отношении соленакопления и рассмотрен в работе Г. А. Беленицкой [2000]. Здесь же мы принимаем в качестве показателей обстановок галогенеза условия, возникшие к его началу, поскольку именно они в наибольшей мере отражают специфику седиментационных ситуаций.

На рис. 3.2 для каждого типа седиментационно-ландшафтных обстановок приведены ориентировочные типовые параметры ГФ и их латеральных частей (градаций): их наиболее обычные геохимические типы, общий интервал распространения в пределах фашиального профиля, положение максимумов галогенеза (участков его наибольшей мощности и полноты).

Рис. 3.2 отражает и иллюстрирует две закономерности общего характера: 1) галогенез реализуется в бассейнах и фашиальных обстановках большинства типов; 2) качественное и количественное распределение галогенных комплексов внутри бассейнов и фашиально-ландшафтных обстановок носит закономерный характер. Совсем не характерен галогенез лишь для

Рис. 3.2. Распределение галогенных формаций разных геохимических типов в основных типах седиментационных бассейнов и фашиально-ландшафтных обстановок. По [Беленицкая, 1998], с изменениями



1 — субаквальные фашиально-ландшафтные обстановки, характерные для седиментационных бассейнов (утолщенной линией дан общий внешний контур); 2 — то же, нехарактерные; 3 — показатели глубин седиментационных бассейнов (толщина стрелок отражает относительную глубину); а — в наиболее глубоких частях бассейнов, б — в локальных депрессионных обстановках; в — крупные значки, яркая закрапка наиболее масштабных, мелкие значки, бледная закрапка — ограниченного масштаба, в скобках слабопроявленные; г — сульфатно-калийевый, д — хлоридно-калийевый, е — хлоридно-калийевый, з — сульфатно-калийевый; ж — сульфатно-калийевый, и — сульфатно-калийевый, к — сульфатно-калийевый, л — сульфатно-калийевый, м — сульфатно-калийевый, н — сульфатно-калийевый, о — сульфатно-калийевый, п — сульфатно-калийевый, р — сульфатно-калийевый, с — сульфатно-калийевый, т — сульфатно-калийевый, у — сульфатно-калийевый, ф — сульфатно-калийевый, ц — сульфатно-калийевый, ч — сульфатно-калийевый, ш — сульфатно-калийевый, щ — сульфатно-калийевый, ы — сульфатно-калийевый, э — сульфатно-калийевый, ю — сульфатно-калийевый, я — сульфатно-калийевый; 4 — геохимические типы галогенных формаций (крупные значки, яркая закрапка наиболее масштабных, мелкие значки, бледная закрапка — ограниченного масштаба, в скобках слабопроявленные); 5 — область развития периферических градаций галогенных формаций (в скобках слабопроявленные); 6 — галогенез для седиментационной обстановки не характерен

котловин океанов и малых океанических бассейнов, для открытых абиссальных и батально-абиссальных фашиально-ландшафтных обстановок. Только в бассейнах и обстановках этих типов ГФ не установлены. Так что широкомасштабное развитие галогенеза ограничивают лишь два взаимосвязанных фактора: открытость бассейна при ограниченном развитии блоков континентальной коры в обрамлениях и субстрате.

Геодинамическая классификация обстановок образования ГФ (положение ГФ в геодинамической системе осадочных бассейнов). Рассмотренная выше (табл. 1.3) геодинамическая классификация осадочных бассейнов полностью удовлетворяет задачам анализа, что позволяет использовать ее в качестве основы и при типизации обстановок образования ГФ.

Напомним, что в геодинамической классификации осадочных бассейнов выделены три группы (6 подгрупп) геодинамических обстановок. Две из них — деструктивно-дивергентная и конвергентная подчинены границам плит (включая их зарождающиеся и отмирающие типы), третья — внутриплитная охватывает внеграницные обстановки внутренних частей плит. Внутри групп выделены классы и виды. Классы соотносятся с геодинамическими поясами (или с областями для внутриплитных территорий), а виды — с конкретными (элементарными) геодинамическими обстановками. Видам отвечают цифровые индексы от 1 до 22, дополненные буквами в подвидах и разновидностях. Индексы использованы на Карте ГФ и в сопровождающих ее материалах для сворачивания геодинамической информации, характеризующей ГФ.

В этой общей систематике осадочных бассейнов соленосные их разновидности занимают четкую позицию (табл. 3.3). Соленосными являются обстановки следующих классов и видов (в скобках примеры типичных бассейнов и возраст ГФ): I. *Рифтогенные внутриконтинентальные* (Припятско-Днепровский, D₂, D₃, P₁; Кемпендяйский, D₃; Амадиес, R₃, E). Галогенез широко распространен во всех выделенных видах этого класса: внутриконтинентальных рифтах, авлакогенах, надрифтовых впадинах;

Таблица 3.3

Геодинамическая классификация соленосных осадочных бассейнов

Геодинамические режимы	Классы геодинамических обстановок	Геодинамические виды бассейнов, индексы *		
1	2	3		
Рифтогенный и пострифтогенный	Рифтогенные внутриконтинентальные, Рк	Впадины внутриконтинентальных рифтов, ранние (эпиколлизионные, доплитные)	1	
		То же, поздние (синплитные)	2	
		Надрифтовые впадины	3	
		Сдвиговые бассейны в пределах рифтогенных систем	4	
	Рифтогенные межконтинентальные, Рм	Бассейны межконтинентальных рифтов	5	
Спредингтовый и постспредингтовый	Рифтогенные океанические, Ро	Бассейны океанических рифтов	16	
	Пассивноокраинные, ПО	Бассейны пассивных окраин (стабильных)	6	
		Бассейны зон активизации пассивных окраин	6А	
Субдукционный	Активноокраинные (островодужные и окраинноконтинентальные), АО	Глубоководные желоба	17	
		Преддуговые и междуговые трюги	18	
		Задуговые бассейны	Вторичнорифтовые бассейны активноокраинных поясов (бассейны растяжения)	7
			Окраинные бассейны (окраинные моря)	8
			Краевые прогибы активноокраинных поясов (раннеорогенные)	9
			Внутренние (межгорные) впадины активноокраинных поясов (раннеорогенные)	м9
Впадины областей перисубдукционной активизации	10			
Коллизионный	Коллизионные, К	Краевые прогибы коллизионных поясов (позднеорогенные)	11	
		Внутренние (межгорные) впадины коллизионных поясов (позднеорогенные)	12	
		Остаточные бассейны коллизионных поясов	13	
		Впадины позднеколлизионных рифтов (тафрогенные)	14	
		Впадины областей периколлизионной активизации (зон торошения)	15	

[Беленицкая, 2000]

Подвиды и разновидности (по масштабу, месту заложения, морфологическим особенностям)	Геохимические типы соленосных осадочных бассейнов
4	5
Подвиды: в составе чехла древних платформ, молодых платформ, пассивных окраин (предокеанические) [1] [2] рассеянно-рифтовые системы с ограниченной деструкцией коры; м1, м2 – бассейны на микроконтинентах	Хлоридно-калиевый, сульфатно-калиевый, пестрый
Подвиды: в составе плитных комплексов древних платформ и молодых платформ	Сульфатно-кальциевый, (галититовый)
	Пестрый, галититовый
м5 – бассейны на окраинах микроконтинентов	Хлоридно-калиевый
об – на приокеанических (дистальных) частях окраин континентов, кб – на приконтинентальных (проксимальных); мб – бассейны на окраинах микроконтинентов	Сульфатно-кальциевый
оба – на приокеанических (дистальных) частях активизированных окраин континентов, кба – на приконтинентальных (проксимальных); мба – бассейны на окраинах микроконтинентов	Галититовый
м7 – в связи с микроконтинентами, [7], [м7] – в связи с рассеянно-рифтовыми системами с ограниченной деструкцией коры	Хлоридно-калиевый (?), пестрый, галититовый
м8 – в связи с окраинами микроконтинентов, [8] [м8] – в связи с рассеянно-рифтовыми системами	Сульфатно-кальциевый
	Хлоридно-калиевый
	Хлоридно-калиевый (?), галититовый
Подвиды: рифтовый и рассеянно-рифтовый, сдвиговой, «синеклизный»	Пестрый, галититовый
11п – со стороны поддвигающейся окраины, 11т – со стороны надвигающейся	Хлоридно-калиевый, сульфатно-калиевый, галититовый
	Хлоридно-калиевый, пестрый
13п – со стороны поддвигающихся участков окраины, 13т – со стороны надвигающихся	Хлоридно-калиевый, сульфатно-калиевый
14п – со стороны поддвигающихся участков окраины, 14т – со стороны надвигающихся	Сульфатно-калиевый, галититовый, пестрый
15п – со стороны поддвигающихся участков окраины, 15т – со стороны надвигающихся. Подвиды: рифтовый и рассеянно-рифтовый	Пестрый

Геодинамические режимы	Классы геодинамических обстановок	Геодинамические виды бассейнов, индексы *	
1	2	3	
Активизационный внутриплитный	Активизации внутриокеанической, Ао	Бассейны активизированных частей океанических плит	[19]
	Активизации внутриконтинентальной, Ак	Бассейны активизированных частей континентальных плит	[20]
Стационарный внутриплитный	Стабильно-океанические, Со	Бассейны стабильных частей океанических плит	[21]
	Стабильно-континентальные, Ск	Бассейны стабильных частей континентальных плит	[22]

* Индексы без рамок – бассейны, содержащие галогенные формации (утолщенные – наиболее крупные), индексы в рамках – не содержащие.

II. *Рифтогенные межконтинентальные* (Красноморский, N_1^1 , N_1^3 ; Циркуматлантические, T_3-J_1 , J_{2-3} , K_1). Единственный вид, выделенный в этом классе бассейнов, – межконтинентально-рифтовый контролирует одну из наиболее масштабных разновидностей ГФ; III. *Пассивноокраинные* (Мексиканского залива, K_1 ; Приуральский, D_3 ; Днестровско-Прутский, S_{1-2}). Относительно значительные масштабы галогенеза характерны лишь для активизированных (деструктурированных) участков пассивных окраин, а вне этих участков масштабы галогенеза весьма ограничены; IV. *Активноокраинные (субдукционные)* (Амударьинский, J_3 , Срединно-Тяньшанские, D_{2-3} , C_{1-2} ; Восточно-Сибирский, V_2-E_2). Соленосными являются лишь задуговые бассейны (растяжения и сжатия) и впадины областей перисубдукционной активизации; V. *Коллизионные* (Предкарпатский, N_1^{1-2} ; Месопотамский, N_1^{1-2} ; Средиземноморский, N_1^3 ; Пермский, P_2 ; Прикаспийский, P_1k). Галогенез широко представлен во всех видах бассейнов: в краевых прогибах, внутренних впадинах, остаточных бассейнах, впадинах позднеколлизионных рифтов и в бассейнах областей периколлизионной активизации.

Устойчив и набор геодинамических обстановок, для которых галогенез не характерен или мало характерен: это океанические рифты, глубоководные желоба и преддуговые трюги активноокраинных поясов, а также все виды стабильных внутриплитных обстановок – внутриконтинентальных и внутриокеанических.

Уже простое сопоставление наборов обстановок, типичных и нетипичных для галогенеза, определенно свидетельствует, что для соленакопления существуют как предпочтительные геодинамические ситуации, так и неблагоприятные (запрещенные?). Для неблагоприятных легко прослеживаются наиболее общие признаки. Во-первых, чисто океанический тип коры при отсутствии континентальной в субстрате или в непосредственном обрамлении. Во-вторых, стабильный режим (стабильные области, стабильные фазы развития активных областей, стационарное состояние коры). Кроме того, некоторые наиболее активные обстановки также неблагоприятны для галогенеза – океанические рифты, глубоководные желоба, однако это ограничение в большей мере касается обстановок,

Подвиды и разновидности (по масштабу, месту заложения, морфологическим особенностям)	Геохимические типы соленосных осадочных бассейнов
4	5
Подвиды: вулканический и авулканический	
Подвиды: вулканический и авулканический	
Подвиды: атлантический и тихоокеанский	
Подвиды: древних и молодых платформ	

связанных с океанической корой, точнее, с границами плит в пределах океанического типа коры, т. е. смыкается с первым ограничением.

О принципах типизации полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями. ГФ (и вмещающие их осадочные бассейны в целом) обладают, как уже отмечалось, широким спектром минерагенических особенностей. Это и масштабность их «собственной» соляной (галургической) продуктивности, включающей почти все соединения самих природных солей, т. е. целые толщи и мощные слои пород, и разнообразные негалогенные рудные компоненты как самих ГФ, так и сопряженных с ними комплексов, и широкий спектр жидких и газообразных «руд» (рассолов, нефтей, природных газов), а также их ключевая роль во многих рудогенерирующих процессах. По мере исследования ГФ все эти особенности раскрываются более полно: расширяется набор промышленно важных солей-породообразователей; увеличивается набор полезных малых и микрокомпонентов, в том числе таких, для которых связи с солями лишь предполагались, а ныне переходят в разряд общепризнанных закономерностей; растет значение разных видов газо- и гидроминерального сырья, связанного с галогенными комплексами; множится число и разнообразие современных и палеосвидетельств широкого участия солей и рассолов в рудообразовании. Важную и разноплановую роль играет соленосность по отношению к нефтегазоносности недр, влияя на характер размещения, масштабы залежей, состав углеводородов и т. д. Все это способствует раскрытию все новых аспектов проблемы связей между ГФ и разнообразной рудной и нерудной минерализацией. Ныне они разрабатываются специалистами не только в области геохимии и минерагении солей, но и во многих других сферах геохимических и минерагенических исследований, а также гидрогеохимии, геохимии нефти и газа.

Именно обширный и разноплановый характер минерагенических связей и продуктивности ГФ затрудняет их типизацию по какому-либо общему основанию. Единая классификация «галофильных» (устойчиво сопряженных с галогенными образованиями) полезных компонентов отсутствует, что, наряду с многообразием их фазово-вещественных параметров, пространственно-временных взаимосвязей и экономических

показателей, обусловлено их недостаточной изученностью как целостных систем.

В качестве оснований разных частных вариантов типизации галофильных полезных компонентов используются (или могут быть использованы) следующие показатели:

– агрегатное состояние – деление на твердые (породные, минеральные) составляющие и газовой-жидкие (флюидные) компоненты, входящие в состав рассолов (жидкие руды), природных газов и нефтей (углеводородное сырье); этот показатель наиболее общий и естественный;

– количественные показатели содержания полезных компонентов. По этим показателям также весьма резко обособляются три группы: макрокомпоненты, малые и микрокомпоненты. Содержание первых обычно составляет от нескольких до десятков, достигая 90–100%, вторых – доли, редко целые проценты, третьих – преимущественно сотые-тысячные доли и даже еще более ничтожные. Этот показатель широко используется в отношении как твердых составляющих соляных пород (породообразующие макрокомпоненты солей и их микропримеси), так и рассолов (макро- и микрокомпоненты их ионно-солевого состава), а также нефтегазовых скоплений (основные «углеводородные» макрокомпоненты и «неуглеводородные» микропримеси, образующие лишь локальные повышенные концентрации);

– пространственные связи с теми или иными составляющими соленосных ассоциаций: с галогенными или с негалогенными. Такое деление в большинстве случаев выявляет рубеж между двумя группами компонентов: первые либо сами являются галогенными соединениями, либо входят в их состав, а вторые находятся в обрамлении галогенных комплексов. Разделение на две группы отчетливо проявляется в отношении твердых полезных ископаемых и удобно при их типизации [Корневский, 1973, 1986; Беленицкая, 1989, 1998, 2000]. Что же касается рассолов, нефтей и газов, то они чаще локализируются в обрамлении галогенных комплексов, нередко непосредственно под ними. Внутри солей их скопления относительно широко распространены лишь в ныне формирующихся еще не литифицированных осадках (межкристаллическая, а также озерная надсолевая рапа), а в погребенных толщах солей встречаются в локальных внутрисолевых линзах рапы и в залежах углеводородов;

– стадийные связи процессов возникновения рудных концентраций полезного компонента с той или иной стадией литогенеза: седиментогенез – ранний диагенез → катагенез (прогрессивный или регрессивный) → гипергенез (глубинный или приповерхностный). Такое деление, чрезвычайно важное для генетического анализа как твердых, так и флюидных компонентов, хорошо согласуется с делением по стадиям циклов онтогенетического развития самих соленосных осадочных бассейнов и формаций [Беленицкая, 1989, 1998]: аккумуляция, накопление → становление, преобразование → разрушение, переотложение, а также с существенно более простым делением компонентов на сингалогенные и эпигалогенные.

В данной работе за основу классифицирования всего набора галофильных полезных компонентов мы приняли два сопряженных структурно-вещественных показателя, позволяющих анализировать ГФ (и вмещающие их соленосные бассейны) как единые минерагенетические флюидно-породные системы: наиболее значимые вещественные особенности самих компонентов и характер их связей с теми или иными основными макроэlemen-

тами соленосных систем. На этом основании выделены следующие группы галофильных (солелюбивых) полезных компонентов [Беленицкая, 2000, 2004]: *собственно галогенная* (галургическая, соляная), тесно сопряженная с ней *гидроминеральная, рудная, серная и углеводородная*. Показательно, что в характеристиках этих групп в разной мере проявляются их существенные различия и при делении по другим основаниям. Галогенная группа включает полезные макрокомпоненты солей (большинство породообразующих соединений) и элементы-примеси (Br, B, Rb, Cs, Li, F, Tl); наборы тех и других определяются вещественно-геохимическими типами солей. Группа гидроминерального сырья объединяет полезные компоненты (и микрокомпоненты), ассоциирующие с солями рассолов, состав которых также зависит от вещественно-геохимических типов контролирующих их солей. Рудная группа объединяет галофильные разновидности стратиформных металлических и неметаллических полезных ископаемых, основные концентрации которых часто заключены не в самих галогенных, а в контактирующих с ними элементах ГФ, особенно часто в биохемогенных и других специфических разновидностях. Серную группу образуют разнообразные виды полезных компонентов, содержащих серу: сера самородная (экзогенная) и сера газовая, наиболее значимые в мировом балансе ресурсов и производства, а также сера нефтей, H_2S подземных вод и др. Следует отметить, что деление полезных ископаемых на группы не всегда однозначно (например, месторождения серы самородной, по крайней мере их часть, в равной мере можно рассматривать и в группе рудных (неметаллических), а серы газовой в группе углеводородов. Однако для наших целей принятое деление наиболее удобно. Подробный обзор как самой классификации, так и особенностей состава и размещения полезных компонентов каждой из групп будет дан в специальном разделе.

3.1.3. Региональные и межрегиональные корреляционные схемы, отражающие пространственно-временное распространение галогенных формаций на территории России

Для решения одной из важных задач работы – выяснения особенностей пространственно-временного распространения ГФ на территории России – составлены схемы корреляции для всех основных геоструктурных элементов первого порядка, подразделенных на более дробные элементы. В конкретные задачи этих схем входило отображение трех групп показателей: структурно-вещественных характеристик ГФ, их соотношений с сопряженными рифогенными и углеродистыми (черносланцевыми) образованиями; особенностей пространственного и временного распространения в геоструктурных, а также отвечающих им палеотектонических подразделениях. В общей легенде, составленной для схем корреляции (рис. 3.3, см. вкл. между с. 206 и 207), выделены четыре блока: I. Характеристика ГФ; II. Формации, сопряженные с галогенными; III. Структурно-тектоническая основа; IV. Региональные уровни галогенеза.

Прокомментируем кратко основные элементы каждого блока легенды схем корреляции.

Характеристика ГФ. В соответствии с рассмотренной выше вещественной классификацией ГФ их подразделение проведено по двум группам показателей — по составу галогенных (пять типов) и по составу негалогенных (пять подтипов) компонентов. Унифицированным цифровым и буквенным обозначениям, принятым на Карте ГФ для типов, подтипов и специфических разновидностей, в легенде схем корреляции отвечают цветовая заливка (для типов) и сочетания значков (близкие к традиционным литологическим). В случаях, когда типоморфные галогенные компоненты имеют в составе формации относительно ограниченное распространение (т. е. наблюдается лишь слабая сульфато-, соле- или калиеносность), соответствующий ему значок дается пунктиром. Разнонаправленными стрелками отражено наличие солянокупольных осложнений и проявлений современного галогенеза. Все сочетания значков типов, подтипов и других особенностей каждой формации (или градации), составляющие их значковые символы, заключены в прямоугольные рамки. Поле внутри каждой рамки залито цветом основного типа.

Многие формации представлены не одним, а двумя-тремя типами и подтипами градаций. Поэтому на схемах корреляции иногда даны два-три типа: обязательно типоморфный и один, редко два, наиболее распространенный. Из подтипов формаций (и градаций) отражен лишь один главный.

Для каждой ГФ показан стратиграфический интервал ее распространения, около которого помещен заключенный в рамку значковый символ, номер и возрастной индекс. Стратиграфические интервалы распространения ГФ выделены вертикальными линиями, толщина которых последовательно возрастает от сульфатно-кальциевого типа к хлоридно-натриевому и далее к калиеносным, сульфатно- и карбонатно-натриевым типам.

Формации, сопряженные с галогенными. Особыми значками показаны рифогенные и высокоуглеродистые (черносланцевые) образования, сопряженные с ГФ (но не входящие в их состав). Для рифогенных образований разные значки отражают их типовые взаимоотношения с галогенными: циклическая сопряженность (при синхронности общих уровней) либо развитие в подгалогенных отложениях.

Структурно-тектонические подразделения. Предусмотрена система разноранговых временных и пространственных структурно-тектонических подразделений, наборы которых варьируют в разных типах геоструктурных элементов. Из временных подразделений, помимо базовой стратиграфической шкалы, показываются:

- этапы тектонического развития;
- основные комплексы чехла (отвечающие тектоническим циклам);
- фазы диастрофизма;
- стадии тектонического развития чехла.

Из пространственных структурных и палеоструктурных подразделений приводятся:

— структурно-тектонические элементы двух-трех рангов, отвечающие подразделениям традиционных схем структурно-тектонического районирования;

— соответствующие им литогеодинамические подразделения разных рангов (литогеодинамические провинции, области, зоны);

— погребенные палеорифтогенные структуры, развитые в пределах структурных элементов.

Основные тектонические понятия, используемые на схемах корреляции, в целом отражают представления, развиваемые в работах В. Е. Хаина, Е. Е. Милановского, Н. С. Малича и др. В строении чехлов платформ (древних и молодых) выделяются два главных структурно-формационных комплекса, отвечающих двум этапам его развития: нижний – раннеавлакогенный (на древних платформах), или тафрогенный, переходный, промежуточный (на молодых), и верхний – плитный. Иногда выделяется еще один комплекс – активизационный (постплатформенной активизации). Активизационные уровни прослеживаются и внутри плитного чехла. В развитии чехлов платформ в течение отдельных тектонических циклов выделяются трансгрессивная, инундационная, регрессивная и эмерсивная стадии. Краевые прогибы (и в целом краевые системы) анализируются целиком в составе платформ.

Литогеодинамические подразделения (литогеодинамические провинции, области, зоны) отвечают выделенным на Карте литогеодинамического районирования территории России [Беленицкая, 2009].

В качестве итоговых элементов анализа на схемах выделены региональные – общие для каждого геоструктурного элемента первого порядка уровни галогенеза, подразделенные на основные и второстепенные. Для каждого структурного элемента второго порядка показана выраженность данного уровня в его пределах: наличие установленных ГФ, а также вероятность их обнаружения.

Анализ схем корреляции каждого геоструктурного подразделения и обсуждение отраженных в них данных приводятся в соответствующих региональных обзорах Карты ГФ, а также при обсуждении закономерностей размещения ГФ на территории России.

3.1.4. Легенда к Карте галогенных формаций

При составлении Карты ГФ территории России (прил. 3.1, лист 1) основой легенды послужили некоторые принципы легенды составленной ранее коллективом ВСЕГЕИ схематической карты территории СССР [Рифогенные ... , 1990]. Вместе с тем, ориентированность карты нового поколения на комплексный литолого-минерагенический анализ территории России поставила перед ее легендой ряд важных дополнительных задач, в частности следующих: обеспечить возможность отображать наиболее важные для оценки продуктивности особенности состава каждой из формаций (галогенных и негалогенных компонентов), их морфологии и структуры (литолого-фациальную зональность, цикличность, наличие солянокупольных осложнений и др.), положение в вертикальных формационных рядах и пространственно-временные взаимосвязи, закономерности палеотектонической позиции и эволюции и др. В разработанной легенде карты (прил. 3.1, лист 2) по возможности учтены пути решения этих задач.

Легенда состоит из шести блоков: I. Литолого-стратиграфические типы ГФ; II. Границы площадей распространения ГФ; III. Характеристики ГФ; IV. Структурно-тектонические элементы; V. Полезные ископаемые, связанные с ГФ; VI. Литолого-минерагенические колонки ГФ.

Блок I. Литолого-стратиграфические типы ГФ. Литолого-стратиграфическая типизация ГФ проведена в зависимости от двух показателей (в таблице они сгруппированы в матричной форме): их стратиграфического возраста (цвет поля и контуров) и вещественного (геохимического) типа (фоновый крап на поле).

Цвет и крап поля распространения показывается только для верхней в разрезе ГФ, а для остальных только линии их границ. Для границ ГФ предусматривается тот же цвет, что и для поля распространения, но более темный. Возрастной индекс дается в разрыве цветовой линии границы. Типы линий границ определяются в блоке II легенды.

В клетках матричной таблицы показаны только те знаки, которые нашли отражение на карте.

Для формаций, установленных преимущественно по геолого-геофизическим данным, дается полосатая закрапка.

Блок II. Границы площадей распространения ГФ. Границы современного распространения ГФ показаны разными типами линий – помимо цветовых различий, разными вариантами их рисовки. Подразделение типов линий проведено в зависимости от трех показателей:

– от *вещественных* типов формаций (отвечающих вещественной классификации ГФ, табл. 3.2) – шесть вариантов линий, различающихся типами осложняющих их значков;

– от *характера распространения* формаций на площади (сплошное распространение, объединенные контуры разобщенных выходов, линейные зоны разобщенных выходов, локальное распространение) – разные типы линий;

– от *положения в разрезе* (при многоярусном развитии ГФ в разрезе) – разная «сплошность» линий. А именно, вторая сверху формация показывается (в контурах перекрытия) длинным пунктиром, третья и четвертая (соответственно в контурах двойного и тройного перекрытий) – коротким пунктиром.

Первые два показателя сгруппированы, как и в первом блоке, в виде матричной таблицы; третий приведен как дополнение к ним.

Для современных и голоценовых озерных соляных отложений (для их локальных проявлений и объединенных контуров) предусмотрены несколько отличные знаки.

Внешние границы распространения формаций в целом проводятся утолщенными линиями, а границы градаций, находящиеся в пределах (внутри) общих контуров ГФ, более тонкими. Значки на внешних границах формаций отвечают геохимическим типам внешних (на данной территории) градаций (а не типам формаций в целом). Например, при наличии в формации трех градаций: сульфатно-кальциевой (тип 1), хлоридно-натриевой (тип 2) и хлоридно-калиевой (тип 3) с характерным для них последовательным центробежным сужением контуров их распространения от первого типа к третьему, внешняя утолщенная граница маркируется значками первого (сульфатно-кальциевого) типа, а две внутренние тонкие значками второго и третьего типов. При совпадении границ градаций хлоридно-натриевого и (или) хлоридно-калиевого типов с общей границей ГФ последняя имеет знак соответствующего (хлоридно-натриевого или хлоридно-калиевого) типов и показывается утолщенной линией.

Внешние контуры формаций показываются утолщенными линиями вне зависимости от положения формаций в вертикальном разрезе, т. е. и в тех случаях, когда формации перекрыты более молодыми ГФ, и соответственно при их пунктирном изображении.

В клетках матричной таблицы, как и в блоке I, приведены только знаки, имеющиеся на карте.

Особыми знаками показаны области проявления солянокупольной тектоники. Разные знаки предусмотрены для обобщенных контуров и единичных солянокупольных структур, а также для прослеженных геолого-геофизическими методами.

Блок III. Характеристики ГФ. Для каждой ГФ предусмотрен унифицированный однотипный набор важнейших характеристик, приводимых в виде системы индексов, объединенных в прямоугольных рамках-«флажках»:

- название соленосного бассейна;
- номер ГФ на карте;
- возраст, направленной вниз стрелкой показано соленакопление, осуществляемое в современную эпоху;
- вещественные показатели: геохимический тип, подтип, разновидность (в соответствии с принятой классификацией ГФ, табл. 3.2);
- осложненность солянокупольной тектоникой;
- мощность (преобладающий интервал колебаний), м;
- палеогеодинамическая обстановка образования ГФ (в соответствии с принятой геодинамической классификацией и соответствующей индексацией (табл. 3.3);
- палеоседиментационная обстановка соленакопления, включая тип бассейна осадконакопления и фациально-ландшафтную зональность (в соответствии с классификацией этих показателей и их индексацией, рис. 3.2);
- полезные ископаемые, связанные с ГФ – их виды, масштабы и некоторые пространственные характеристики скоплений (в соответствии с обозначениями блока V легенды);
- номера выделяемых перспективных площадей (охарактеризованных в разд. 3.4).

На карте приведен полный набор «флажков»-характеристик всех ГФ, систематизированных по структурным элементам.

Блок IV. Структурно-тектонические элементы. В этом блоке легенды для сокращения загрузки карты предусмотрены лишь некоторые структурно-тектонические показатели: границы структурно-тектонических элементов первого и второго порядка и их наименования; погребенные и кайнозойские рифтогенные системы, а для обрамлений осадочных бассейнов (областей распространения складчатых и метаморфических комплексов) традиционное районирование по возрасту складчатости (разными цветовыми оттенками и типами крапа). В качестве основы использовано районирование, принятое в работе [Национальный ... , 2007].

Блок V. Полезные ископаемые, связанные с ГФ. Основой этого блока послужили охарактеризованные выше принципы типизации месторождений полезных ископаемых, связанных с ГФ, формализованные применительно к задачам карты ГФ. Выделены следующие группы полезных ископаемых, связанных с ГФ: галургическая, гидроминеральная, рудная (объединяющая металлы и неметаллы), серная и углеводородная. Каждая группа включает ряд видов.

Галургическая группа включает полезные макрокомпоненты солей (большинство породообразующих соединений) и элементы-примеси (макрокомпоненты Br, B, Rb, Li, Cs и др.). Группа подразделена на две подгруппы: погребенных (ископаемых) солей и современных озерных (самосадочных). Последние представлены преимущественно голоценовыми и современными (*s.str.*) соленосными осадками и рапой (наддонной и межкристальной).

Группа *гидроминерального сырья* объединяет полезные компоненты ассоциирующих с солями погребенных (формационных) рассолов и включает макрокомпоненты (K, Mg, Na, Cl, SO₄ и др.) и микрокомпоненты (Br, Li, B и др.). В принципе в эту же группу можно ввести и рапу современных соленосных (и солеродных) водоемов, которые мы включили в галургическую группу, так как иначе пришлось бы отделить рапу этих водоемов от тесно сопряженных с ней соленосных осадков, поскольку последние к гидроминеральному сырью не относятся.

Рудная группа объединяет галофильные разновидности металлических и неметаллических полезных ископаемых преимущественного стратиформного типа, многие из которых заключены не в галогенных, а в сопряженных с ними компонентах ГФ, чаще всего в биохеогенных: свинца и цинка (в карбонатных), свинца, цинка и меди (в высокоуглеродистых), меди (в красноцветных), редких и благородных металлов, целестина, барита, флюорита (в том числе оптического), а также остаточных боратов, железа (ангаро-илимского типа) и др.

Серная группа включает главные из серосодержащих полезных компонентов – серу самородную (экзогенную) и серу газовую.

Углеводородная группа включает нефть, газ и конденсат.

Для каждого вида полезных ископаемых показаны месторождения (и их ранги) и проявления, для некоторых ареалы распространения минерализации. Группы имеют свой цвет значков и линий, а каждый вид полезного ископаемого свой значок и индекс. Для всех ГФ на поле карты отражены все связанные с ней месторождения полезных ископаемых, а дополнительные сведения о них приведены в характеристиках формаций и на колонках. Учитывая высокую загруженность карты и косвенный характер связей между углеводородами и ГФ, месторождения углеводородов на карте не показаны.

Карту сопровождает реестр месторождений полезных ископаемых, связанных с ГФ на территории России. Сведения о проявлениях в реестре не включены, а на Карте ГФ они показаны без номеров.

Блок VI. Литолого-минерагенические колонки ГФ. Для большинства ГФ предусмотрено построение литолого-минерагенических колонок для галогенсодержащих интервалов разрезов (ГФ и вмещающих их отложений). В трех столбцах колонок приводятся литолого-стратиграфическая характеристика, мощности выделяемых подразделений, минерагеническая характеристика.

В *литолого-стратиграфической* части колонок для галогенных подразделений, выделенных цветом (отвечающим стратиграфическому возрасту), показано их положение в разрезе (подстилающие и перекрывающие комплексы), состав (основные формациеобразующие галогенные и негалогенные компоненты, относительная насыщенность галогенным материалом и др.), соотношение с рифогенными (с указанием их типа), углеродистыми (с указанием интенсивности углероди-

стости), красноцветными и вулканогенными образованиями. Особые значки отражают характер латеральных переходов (фациальная смена, циклическая сопряженность) и вертикальных соотношений (размывы, несогласия).

Мощность выделяемых подразделений характеризует разрезы, для данной ГФ наиболее типичные.

В *минерагенической* части колонок показываются типы и масштабы месторождений и проявлений, связанных непосредственно с ГФ или с комплексами, сопряженными с ГФ в разрезе. Обозначения соответствуют блоку V легенды. Для месторождения углеводородов на колонках приведены сведения лишь о некоторых наиболее значительных скоплениях, преимущественно непосредственно контролируемых соляными толщами.

Легенда послужила каркасом Карты ГФ, а также основой для дальнейшего анализа закономерностей размещения полезных ископаемых, связанных с ГФ, и прогнозной оценки территории России.

3.1.5. Обзор Карты галогенных формаций

В приводимом ниже обзоре карты ГФ (прил. 3.1, лист 1) для каждого геотектонического подразделения сначала приводится общая характеристика основных особенностей распространения ГФ, а затем более подробное описание конкретных ГФ. Систематизированный полный перечень всех ГФ, сгруппированных по структурно-тектоническим подразделениям, приведен в реестре ГФ России (табл. 3.4), где для каждой формации дан унифицированный набор их важнейших характеристик, отраженных на карте. Реестр представляет формализованное обобщение всей информации о ГФ России.

Текстовая характеристика составлена для большинства ГФ, показанных на карте, в том числе для всех типичных, имеющих самостоятельный геолого-минерагенический и экономический интерес и наиболее изученных. Не сопровождаются индивидуальным текстовым описанием преимущественно лишь небольшие, малозначимые и неизученные ГФ. При наличии в соленосных осадочных бассейнах двух-трех ГФ наиболее детальные сведения приведены об основных для этих бассейнов доминантных формациях.

Описание конкретных ГФ дается по возможности однотипно, в одинаковой последовательности, согласованной с рубрикацией реестра ГФ. Полнота и детальность описания во многом зависят от значимости формации и наличия доступного материала.

После названия соленосного осадочно-породного палеобассейна, в котором распространена ГФ, приводятся номер формации на карте (название и номер выделены курсивом), возраст (возрастным индексом), геохимический тип, подтип и разновидность (дополнительно сопровождаемые принятой нами цифровой и буквенной индексацией), основная использованная литература. Далее распространение и структурно-тектоническая позиция; состав, основные градации; качественные и количественные данные о галогенных и негалогенных компонентах,

о насыщенности галогенным материалом (при наличии сведений даны ориентировочные коэффициенты насыщенности); цикличность и зональность; латеральные и вертикальные соотношения с сопряженными комплексами (прежде всего с рифогенными, черносланцевыми, доломитовыми, красноцветными); особенности залегания, осложненность солянокупольной тектоникой; другие значимые или специфические особенности (структурно-вещественные, генетические и др.); элементы фациально-палеогеографической и палеотектонической обстановок формирования; важнейшие минерагенические особенности.

Напомним, что главные показатели большинства формаций отражены, также в соответствии с легендой, на сопровождающих карту литолого-минерагенических колонках, характеристиках (флажках) и на схемах корреляции.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА

На территории Восточно-Европейской платформы ГФ распространены на большей ее части, присутствуя в разрезе более чем на половине общей площади, нередко многоярусно, на двух и даже трех уровнях разреза (рис. 3.4, см. вкл. между с. 206 и 207).

При анализе ГФ в пределах российской части платформы условно выделены три сегмента, объединяющих различные структурно-тектонические подразделения: западный включает Балтийскую синеклизу и ее восточные обрамления; центральный (вместе с северными областями платформы) объединяет Московскую и Мезенскую синеклизы; восточный (включающий и весь юго-восток российской части платформы) объединяет Волго-Уральскую антеклизу, Предуральский краевой прогиб и Прикаспийскую угловую синеклизу. Печорская плита рассматривается в составе Тимано-Печорской эпидокембрийской платформы.

Надо сказать, что многие ГФ охватывают площади двух (а иногда и всех трех) сегментов, особенно часто центрального и восточного, так что деление иногда достаточно условно. Однако выделение сегментов на территории как Восточно-Европейской платформы, так и других структурных подразделений, оправданно и удобно, тем более, что в пределах каждого из сегментов масштабы ГФ и завершенность галогенеза, как правило, значительно различаются, что, как будет показано ниже, во многом определяется различиями их палеотектонической позиции.

В пределах западного сегмента на территории России ГФ установлены в *Прибалтийском* бассейне, 3, P_2kz-P_2t , где распространена восточная периферическая часть крупнейшей чехштейновой формации сульфатно-кальциевого типа, а также в *Псковском*, где известны две формации сульфатно-кальциевого типа — O_{2-3} , 1, и D_3f_{2-3} , 2. В центральном сегменте находятся преимущественно ограниченные по мощности, но весьма значительные по площади ГФ. Соленосные типы с вероятной калиеносностью установлены в *Московском*, 5, D_2 и *Предтиманском*, 11, $V_2-E?$ бассейнах, а также в *Волжско-Мезенском*, 18, P_1 , в котором основная область распространения ГФ находится в составе смежного восточного сегмента, где она и рассматривается. Еще в шести бассейнах распространены ГФ сульфатно-кальциевого типа.

Восточный сегмент (объединенные восток и юго-восток платформы) наиболее насыщен ГФ: они развиты здесь практически на всей территории, а на значительной ее части на двух или трех уровнях. На юго-востоке находится *Прикаспийский* соленосный бассейн, контролируемый глубочайшей депрессионной структурой и вмещающий одну из крупнейших в мире кунгурскую ГФ, 20, P_1k . На востоке располагается субмеридиональная полоса одновозрастных кунгурских соленосных бассейнов, депоцентры которых контролируются цепочкой Предуральских краевых прогибов, примыкающих с запада к Уральской складчато-надвиговой системе и захватывающих пограничные участки Волго-Уральской антеклизы: южный – *Бельский*, 21, центральный – *Соликамский*, 22 и северный – *Верхнепечорский*, 34 (последний уже на территории Печорской плиты). На юге Волго-Уральской антеклизы находится *Двинско-Бузулукский* соленосный бассейн, 23, P_2kz_2 , соляная толща которого прослеживается и на значительных территориях северо-западной части Прикаспийского бассейна. В пределы сегмента распространяются и некоторые ГФ, находящиеся своей значительной частью на территории центрального сегмента. В наибольшей мере это относится к верхнедевонской (фаменской) сульфатно-кальциевой формации Московско-Волжского бассейна (ГФ 6, D_3fm_2), развитой на обширных площадях Московской синеклизы, а на юго-востоке имеющей незамкнутый контур, по сути «открывающийся» в Прикаспийскую впадину (где в зонах глубокого погружения не исключено наличие верхнедевонских солей).

Практически все ГФ Восточно-Европейской платформы локализованы в разрезах плитного комплекса чехла. В составе раннеавлакогенного позднепротерозойского комплекса, изученного слабо, известны лишь проявления и косвенные признаки сульфато- и соленосности, сведения о которых будут рассмотрены после обзора ГФ фанерозоя в специальном разделе, посвященном проявлениям галогенеза в докембрийских комплексах.

ЗАПАДНЫЙ СЕГМЕНТ:

БАЛТИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

В пределах Балтийской синеклизы и ее восточного обрамления на территории России ГФ распространены на сравнительно ограниченных площадях в интервале от O_{2-3} до T_1 . Они установлены, как отмечалось, в двух бассейнах – в Прибалтийском, где ГФ представляет восточную периферическую часть Центрально-Европейской цехштейновой (P_2z или P_2kz-P_2t , 3) формации сульфатно-калиевого типа, которую перекрывает не показанная на карте слабосульфатносная пестроцветная раннетриасовая формация T_1 , 4, и в Псковском, где известны две формации сульфатно-кальциевого типа, O_{2-3} , 1, и D_3f_{2-3} , 2.

Все ГФ входят в состав комплексов чехла, отвечающих частично каледонскому и в большей мере герцинскому циклам. В рамках герцинского цикла ГФ локализованы в двух интервалах, D_{2-3} и P_{1-2} , коррелирующихся с ранними и завершающими его фазами. Ранний максимум отвечает переходу от трансгрессивной стадии к инундационной, поздний от инундационной к регрессивной. В комплексах каледонского цикла на данной территории галогенез, связанный с ранними и поздними его фазами, не проявился, известен лишь сравнительно слабовыраженный галогенез средних фаз.

По составу ГФ в пределах сегмента преобладают представители сульфатно-кальциевого типа, лишь для заключительных стадий герцинского цикла характерен сульфатно-калиевый тип ($P_2\check{z}$).

Псковский бассейн, 1, O_{2-3} , сульфатно-кальциевый тип (слабосульфатно-носный), карбонатный и глинисто-карбонатный подтипы, (1)А, Б; [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974; Геологическое ... , 1985; Рифогенные ... , 1990].

Данная формация, как и ее возрастной аналог, развитый в Прибалтийском бассейне к западу от границы России, распространена вдоль периферических частей южного склона Балтийской антеклизы и восточных окраин Балтийской синеклизы. Мощность 50–100 м.

Гипс и ангидрит образуют прослои (до 2–3 м), линзы, включения, неравномерно распределенные по разрезу, преобладают на уровнях таллинского (O_{2l}), итферского, кегельского ($O_{2k_{1-2}}$) и поркутского (O_{3a}) горизонтов. Общая насыщенность сульфатами (ангидритом и гипсом) не превышает 1–3 (5)%. Негалогенные породы – карбонатные (существенно доломитовые) и глинисто-карбонатные.

ГФ входит в состав морского мергельно-карбонатного комплекса ($O_{1vl}-S_2p$), его нижней части. Подстиляется и перекрывается преобладающе карбонатными комплексами. Связана с инундационной частью каледонского комплекса платформенного чехла.

Находится в области окраиннократонных опусканий западной периферии платформы, в пределах дистальных (приконтинентальных) частей поздневендско-раннепалеозойской пассивной палеоокраины, сопряженной с развитием на западе и юго-западе салаирско-каледонских подвижных поясов – Япетуса (Протоатлантического) и Тейсейра-Торнквиста. Расположена в удаленной бортовой зоне Ботническо-Балтийской палеорифтогенной системы с ответвлением Финского залива. Время накопления ГФ коррелируется с началом процессов субдукции в океане Япетус и сопряженной активизации пассивной окраины, затронувшей прежде всего ее рифтогенные осложнения.

Палеогеографически область седиментации отвечала мелководному шельфу внутреннего эпиконтинентального морского бассейна – раннепалеозойского Балтийского моря, располагавшегося между палеоокеанами Япетус и Тейсейра-Торнквиста на западе и Фенно-Сарматским континентом на востоке.

К юго-западу от ГФ, на прилежащих участках Прибалтийского палеобассейна (уже вне территории России), в разрезе того же мергельно-карбонатного комплекса ($O_{1vl}-S_2p$), в его верхней части присутствует силурийская ($S_{1v}-S_{2ld}$) ГФ сульфатно-кальциевого типа (мощностью 50–100 м), которая, возможно, распространяется и в пределы российской части бассейна. Галогенные отложения этой формации на северо-западе циклично сопряжены с одновозрастными рифогенными, образующими барьерно-рифтовую зону, которая еще западнее сменяется депрессионными существенно глинистыми отложениями с повышенной битуминозностью [Рифогенные ... , 1990]. Силурийская ГФ согласно залегает на нижнесилурийских отложениях и перекрывается континентальной красноцветной формацией. Ее образование относится уже к регрессивной стадии каледонского этапа развития чехла платформы; связано с дистальными участками области перикратонных опусканий, с зарифовым мелководным шельфом Балтийского палеобассейна, в своей предрифтовой части (по другую сторону от барьерно-рифтовой зоны) глубоководного.

Псковский бассейн, 2, D₃f₂₋₃, сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип (ангидрито-гипсо-доломито-мергельная), 1Б; [Иванов и др., 1960; Геологическое ... , 1985; Эвапориты ... , 1985; Рифогенные ... , 1990].

Эта формация, вместе с расположенной западнее, уже вне границ России, одновозрастной с ней ГФ Прибалтийского бассейна, распространена (как и залегающая ниже средне-верхнеордовикская) вдоль южного склона Балтийской антеклизы и востока Балтийской синеклизы. Мощность от 10–50 до 100–200 м (в среднем 50–100 м).

Ангидриты и гипсы образуют прослои (до 7–8 м), линзы, включения. Сульфатонасыщенность от нескольких до 12–15, в отдельных пачках до 70–80%. Негалогенные породы представлены чередованием доломитов (часто преобладающих) и мергелей (мощностью от долей до 10 м) со слоями глин. Характерно тонкое переслаивание этих пород с гипсами и ангидритами с образованием сульфатно-доломитовых или сульфатно-мергельных пачек мощностью до 15–20 м.

ГФ согласно залегает на прибрежно-морской песчано-глинистой (или мергельно-песчано-глинистой) формации D₂–D₃f₁, перекрывается морской мергельно-карбонатной D₃fm, а при ее отсутствии терригенными четвертичными отложениями. Связана с трансгрессивно-инундационной стадией герцинского этапа развития чехла с регрессивными осложнениями второго порядка.

Находится в пределах активизированных в девонское время внутренних частей запада платформы, в области мелководного эпиконтинентального шельфа.

С формацией связаны проявления гипса и ангидрита, имеющие местное значение.

Прибалтийский бассейн, 3, P₂kz–P₂t (цехштейн, P₂ž, циклы Верра, Стассфурт и Лейне); сульфатно-калиевый тип, карбонатный подтип, 4Аг (рис. 3.5–3.7); [Кореневский, 1973; Жарков, 1974; Строение ... , 1981; Грачевский и др., 1976; Геологическое ... , 1985; Высоцкий и др., 1988].

ГФ распространена в пределах Балтийской синеклизы, представляет собой небольшой восточный фрагмент крупнейшей цехштейновой ГФ Центрально-Европейского (Североморско-Германского) соленосного бассейна. В пределах российской территории (Калининградская область) ГФ имеет в разрезе форму полулинзы, открытой и погружающейся к юго-западу. Ее мощность в этом направлении растет от нескольких десятков до 200–>300 м, а глубина погружения до 1500 м. Наиболее глубокие и мощные участки находятся юго-западнее, уже вне территории России.

Формация представлена тремя градациями (от периферических северных и восточных участков к центральным запад-юго-западным): ангидритовой, галититовой и сульфатно-калиевой. Периферическая ангидритовая градация мощностью от десятков до 150 м образует полукольцо, открытое на запад-юго-запад, внешние зоны которого распространены преимущественно уже на территории прибалтийских государств. Галититовая градация мощностью от 100–150 до 300 м в границах России представлена наиболее широко; сульфатно-калиевая градация с ограниченно развитой калиеносностью мощностью 300–350 м, возможно, больше установлена на юго-западе, в наиболее погруженных частях ГФ.

Общая насыщенность формации галогенным материалом высокая (до 90% и более). Содержание негалогенного материала (в основном долами-

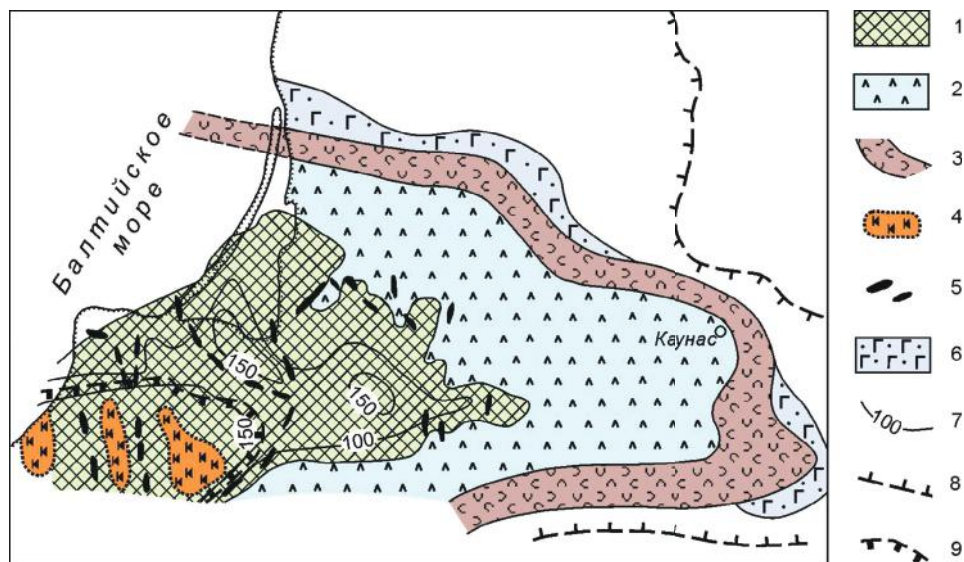


Рис. 3.5. Литологические особенности цикла Верра цехштейновой галогенной формации (P_2z_1) Прибалтийского бассейна. Обобщение по М. М. Грачевскому, С. М. Корневскому, Ю. В. Поборскому и др. Из [Рифогенные ... , 1990]

1, 2 – галогенные отложения прегольской свиты, залегающие на депрессионных отложениях новоакмянской свиты: 1 – каменная соль, 2 – ангидриты; 3 – зона распространения рифогенных образований новоакмянской свиты; 4 – площади, перспективные на сульфатно-калиевые соли; 5 – подсолевые ангидритные валы; 6 – гипсоносные алеврито-глинистые отложения; 7 – изопахиты галогенной формации, м; 8 – граница области современного распространения отложений новоакмянской свиты; 9 – северная граница распространения каменной соли цикла Стассфурт (P_2z_2), перекрывающего цикл Верра (P_2z_1)

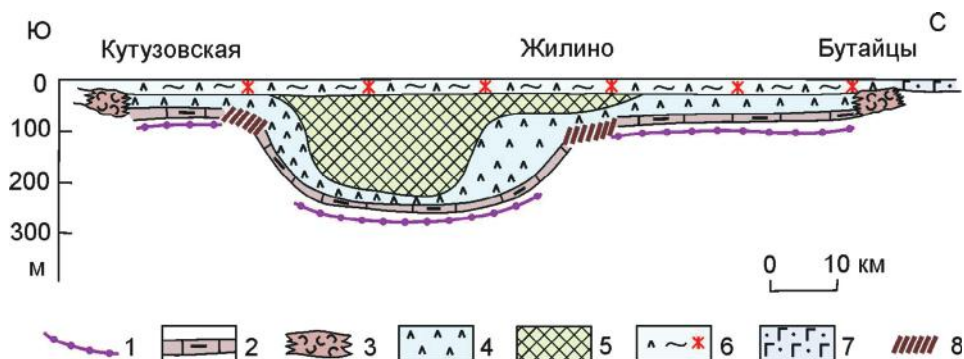


Рис. 3.6. Литологический профиль отложений цикла Верра цехштейновой галогенной формации (P_2z_1) Прибалтийского бассейна. Моделировано по [Грачевский и др., 1976; Строение ... , 1981]

1 – битуминозная свита; 2, 3 – новоакмянская свита: 2 – депрессионные глинистые известняки, доломиты, мергели, 3 – рифогенные образования; 4–6 – прегольская свита: 4 – нижние ангидриты, 5 – каменная соль, 6 – верхние ангидриты с горизонтом красных глин в кровле; 7 – гипсоносные алеврито-глинистые отложения; 8 – участки вероятного развития рифогенных образований

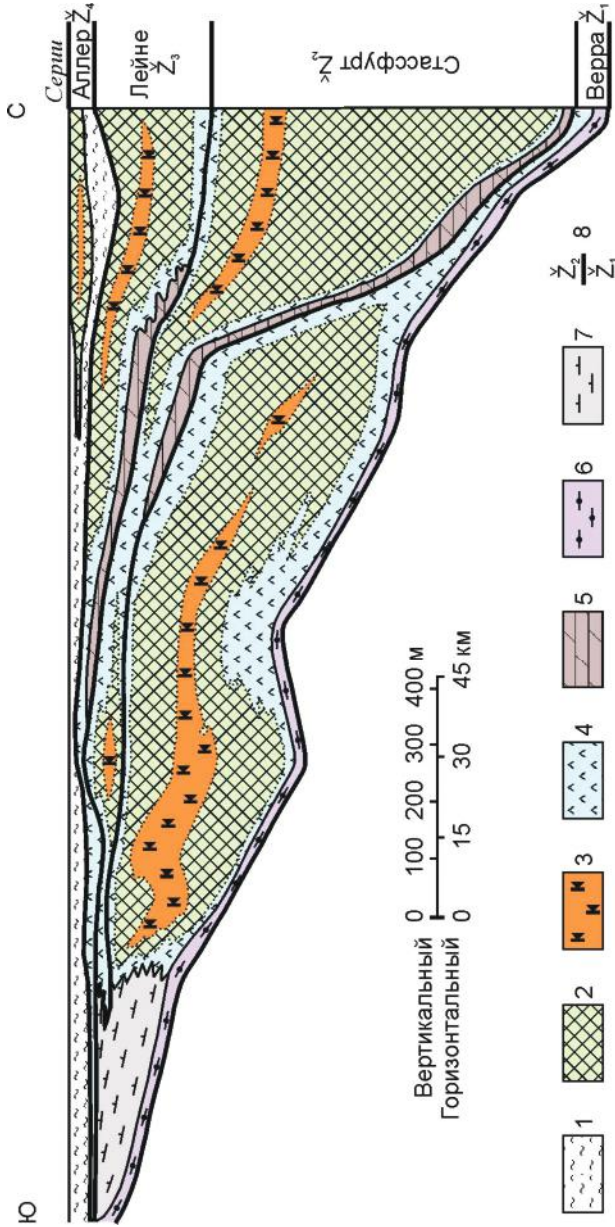


Рис. 3.7. Модельный разрез цехштейновой галогенной формации (Р₂^z₁) Центрально-Европейского соленосного бассейна. Моделировано по [Иванов и др., 1972]

1 — красная соленосная глина; 2 — известняк; 3 — калийная соль; 4 — ангидрит; 5 — доломит; 6 — битуминозные «медистые сланцы»; 7 — мергели; 8 — границы макроциклов

та) во всех градациях низкое (не более 10%). В галититовой градации относительное содержание каменной соли возрастает к внутренним зонам ГФ, где ее мощность приблизительно равна мощности ангидрита, а на отдельных участках превышает ее. Сульфатонасыщенность порядка 50–70% во внешней градации превышает 90, во внутренних соленосных колеблется от 20–40 (в центральных депрессионных зонах) до 80–90% (по периферии и над ангидритовыми валами). Ангидритовые валы представляют собой весьма характерные образования, локализованные преимущественно вдоль тектонических осложнений дна седиментационного палеобассейна. В сульфатно-калиевой градации в разрезе каменной соли (мощностью 170–220 м) установлен горизонт (25–34 м) с прослоями хлоридно-сульфатных калийно-магниевого солей. Мощность прослоев этих солей от 0,4 до 3,6 м, а их суммарная мощность до 13–15 м. Местами они по составу близки к хартзальцу – смешанной галито-кизерито-сильвиновой породе, залежи которой характерны для немецкого цехштейна и являются его промышленным объектом.

Солянокупольные структуры, весьма характерные для данной формации на территории Западной Европы, в пределах России не установлены.

Учитывая важность и высокую минерагеническую перспективность рассматриваемой формации, приведем некоторые наиболее значимые сведения о цехштейновой формации в пределах Центрально-Европейского (Североморско-Германского) бассейна, где она хорошо изучена и может служить эталонной. Используются многочисленные материалы, в наибольшей мере [Trusheim, 1971; Жарков, 1974; Ziegler, 1982; Высоцкий и др., 1988; Структурная ... , 1990].

Цехштейновая ($P_2^{\text{ж}}$) формация Центрально-Европейского соленосного бассейна, значительная по площади (порядка 850 тыс. км²), мощности, минерагеническому и экономическому значению, принадлежит к числу крупнейших в мире. Она занимает почти всю северную погруженную часть молодой Западно-Европейской платформы, лишь частично распространяясь на востоке в пределы древней Восточно-Европейской платформы; охватывает акваторию Северного моря, юг Балтийского и прилегающие к ним обширные области суши.

Мощность соляных комплексов составляет от 0,5–0,6 км по периферии бассейна до 1,0–1,5 км и более в его внутренних частях. Ориентировочный общий объем соли ~0,5–1,0 млн км³. Соленосные толщи имеют отчетливо выраженное циклическое строение. Устанавливаются четыре (иногда пять) циклов: Верра, Стассфурт, Лейне и Аллер. Нижние циклы наиболее полные и мощные, образуют значительную часть общей мощности соленосных толщ. Их упрощенная структура показана на рис. 3.7. Подавляющая масса солей находится в разнообразных солянокупольных телах – соляных подушках, штоках, диапирах высотой до 8–10 км, диаметром 1–3, реже до 5 км и более. Их общее количество около 500, возможно, больше.

Формация относится к сульфатно-калиевому (хлоридно-сульфатно-калиевому) типу. Исключительно широко в ней распространены калийно-магниевого соли [Яншин и др., 1986; Высоцкий и др., 1988]. Они присутствуют в каждом из четырех макроциклов. Всего выявлено 8 калийных горизонтов, получивших собственные наименования, разделенных пластами каменной соли и других пород. Мощность горизонтов от 2 до 10–15, реже до 30–50 м, а в раздувах соляных куполов до 100 м и более. Общий ориентировочный объем калийных солей 21 тыс. км³, общая мас-

са $\sim 40 \cdot 10^{12}$ т. Руды имеют сложный и изменчивый состав, представлены разнообразными сочетаниями хлоридных и сульфатных калийных, магниевых и калийно-магниевых солей. Характерно широкое развитие хартзальца — смеси галита, сильвина и кизерита. Среднее содержание K_2O в промышленных рудах 8–20% [Минеральные ... , 1997]. По запасам калия бассейн является одним из крупнейших в мире (около 8% мировых подтвержденных запасов). С ним связаны многочисленные месторождения в Германии, менее значительные в Великобритании и Польше. В Германии, главным калиедобывающем регионе, основная промышленная разработка осуществляется в четырех калиеносных областях (впадинах), каждая объединяет ряд регионов и месторождений. Например, в области Верра-Фульда (Южно-Германская впадина) эксплуатируются два калийных горизонта мощностью 2–15 м, залегающие почти горизонтально на глубинах 300–1000 м. Во впадинах Тюрингской и Субгерцинской, разделенных горами Гарца, мощность основного эксплуатируемого горизонта 27–37, а отдельных калийных пластов 0,2–3,0 м; состав руд сложный; содержание K_2O 12–15%; на ряде шахтных полей продуктивные пласты имеют крутое залегание; добыча ведется на глубинах 500–1000 м. В Нижней Саксонии разрабатываются четыре калийных горизонта, сложенных сильвинитом или харцзальцем, мощностью 4–10 м; содержание K_2O 12–35%. Разработка осуществляется на соляных куполах, выведенных в близповерхностные условия; залегание сложное. В Германии добыча калийных солей сосредоточена на восьми рудниках общей производительностью 3,06 млн т в год хлорида калия и 0,64 млн т сульфата калия [Минеральные ... , 1997]. Наряду с калийными солями, в Германии, Польше и Великобритании в крупных масштабах ведется добыча каменной соли.

Центрально-Европейский соленосный бассейн представляет собой одновременно крупнейший нефтегазоносный бассейн, в котором соли являются важнейшим контролирующим фактором. Продуктивны, в том числе промышленно нефтегазоносны, как подсолевые (P_1), так и надсолевые ($T-P$) отложения и в небольшом объеме соленосные [Высоцкий и др., 1988; Карта ... , 1976]. Многие залежи связаны с солянокупольными структурами и другими производными соляной тектоники. В подсолевых отложениях установлены также залежи газа с уникальным (до 99%) содержанием азота, образующим промышленные концентрации. Вдоль южного обрамления соленосного бассейна в зоне распространения в подсолевых отложениях рифогенных образований в них находятся залежи газа с высокими (до 12–15%) содержаниями H_2S . Здесь расположен Североморско-Германский бассейн сероводородсодержащих газов с рядом значительных месторождений газовой серы (Баренцбург, Дюсте, Бухгорст, Варнхорн) [Беленицкая и др., 1978].

В высокоуглеродистых отложениях (черных сланцах), развитых в подошве солей, в Польше и Германии эксплуатируются крупнейшие месторождения «медистых сланцев» (мандсфельдского типа) с уникальным составом полиметалльных руд (Cu, Pb, Zn, Ag, U, Pt и др.) и с уникальными концентрациями этих компонентов.

Начато использование соляных толщ для захоронения радиоактивных отходов (Германия, хранилище Ассе) [Высоцкий и др., 1988].

Возвращаясь к российской части цехштейновой формации, сопоставим установленные здесь ее особенности с охарактеризованными для ГФ в целом. Из четырех-пяти циклов, прослеживаемых в Западной Европе,

в России установлены три нижних: Верра, Стассфурт и Лейне [Корневский, 1986; Высоцкий и др., 1988]. Строение циклов в России в целом однотипно с характерным для окраинных областей остальной территории. В нижнем цикле выделяются следующие элементы (снизу вверх): 1) битуминозные глины, алевролиты и песчаники (0,4–1,7 м, саснавская свита) – аналог горизонта высокоуглеродистых «медистых сланцев» Европы; 2) карбонатный – мергельно-известняково-доломитовый (от нескольких до 35 м, новоакмянская свита); 3) нижние ангидриты (30–100 м); 4) каменная соль (до 200 м) с пачкой хлоридно-сульфатных калийно-магниевого солей (сульфатно-калиевого типа); 5) верхние ангидриты (10–26 м); 6) красные глины (0,5–9 м). Элементы 3–5 объединены в прегольскую свиту мощностью до 276 м. Два нижних элемента составляют подгаложенный член цикла, остальные галоженный. Для нижних ангидритов характерны раздувы – ангидритовые валы. Мощность солей над ними резко сокращена. Во внешней зоне ГФ в России галоженный член нижнего цикла представлен лишь ангидритами, мощность которых убывает к периферии бассейна от 50–100 до 5–12 м. В целом нижний цикл, наиболее полный и мощный, образует значительную часть формации, а по периферии почти весь ее разрез. С ним связана и вся выявленная здесь калиеносность. В циклах Стассфурт и Лейне нижний негаложенный член представлен битуминозными известняками и доломитами (6–7 м), а галоженный только нижним ангидритовым элементом (25–30 м) и лишь локально на юго-западе в цикле Стассфурт еще и соляным (до 25 м). Таким образом, на территории России циклы Стассфурт, и особенно Лейне, имеют сокращенные мощности и редуцированный состав.

Карбонатный элемент нижнего цикла вдоль внешних (восточного и северо-восточного) контуров формации (на смежных с Россией территориях прибалтийских государств) замещается рифогенным комплексом (до 20–80 м), аналогичным развитому вдоль южного обрамления формации в Западной Европе (где с ним связаны месторождения сероводородсодержащих газов). Комплекс образует полосовидное тело с цепочками органогенных построек. Он сложен известняками, доломитами, мергелями, местами окремненными, вверху с включениями и прослоями ангидрита. В сторону палеосуши комплекс замещается маломощными гипсоносными глинисто-алевритовыми образованиями лагунно-сэбхового типа.

ГФ (включая углеродистый член ее нижнего цикла) залегает резко несогласно либо на силурийских, либо (на северо-востоке) на девонских отложениях, имея в основании горизонт пиритизированных конгломератов, гравелитов, песчаников. Трансгрессивно перекрывается комплексом пестроцветных отложений нижнего триаса, в нижних горизонтах которого присутствуют слои, прожилки и включения гипса (T_1 , ГФ 4).

ГФ занимает пограничное положение между осадочными комплексами палеозойского (каледонско-герцинского) и мезозойско-кайнозойского (киммерийско-альпийского) этапов.

Осадконакопление происходило в шельфовом бассейне, периодически (в предгаложенное время каждого цикла) осложнявшемся депрессиями, возникавшими в результате ступенчатого некомпенсированного прогибания. Внешние контуры ГФ определялись разломами, по которым происходило ступенчатое погружение подсолевого ложа. Наиболее опущенным блокам фундамента соответствуют наиболее мощные и полные разрезы формации. Система поперечных разломов, в разной мере активных в пе-

риод галогенной седиментации, контролирует и зоны ангидритовых валов [Кореневский, 1986; Высоцкий и др., 1988].

В период галогенеза Прибалтийский бассейн представлял собой восточную окраинную часть обширнейшего цехштейного солеродного бассейна — морского водоёма, простиравшегося от Англии до Литвы. Формирование солей происходило на фоне с одной стороны завершающих фаз коллизии в прилегающем с юга герцинском Средиземноморском (Центрально-Европейском) поясе, а с другой — ранних стадий раскрытия в северо-западном обрамлении в Атлантическом рифтогенном поясе [Ziegler, 1982; Беленицкая, 2000]. Таким образом, история бассейнов соленакпления отражает сочетание поздних фаз собственно коллизионных процессов с наиболее ранними проявлениями постколлизионного рифтогенеза. Палеогеодинамическую ситуацию можно определить как систему бассейнов коллизионного пояса, его периферической области — поздние и постколлизионно-рифтовых и остаточных.

На территории России с формацией связаны месторождение каменной соли и проявления калийных солей. Ориентируясь на сходство главных особенностей состава и строения ГФ на территории России с характерными для цехштейновой формации на территориях европейских государств и учитывая разностороннее минерагеническое значение последней (калийные соли, высокопродуктивные медистые сланцы, углеводороды), можно довольно высоко оценить перспективы рассматриваемой ГФ на те же виды сырья и в пределах России.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СЕГМЕНТ:

МОСКОВСКАЯ И МЕЗЕНСКАЯ СИНЕКЛИЗЫ

На территории центрального сегмента на значительных площадях в разрезе палеозоя распространены преимущественно ограниченные по мощности ГФ сульфатно-кальциевого типа в бассейнах Московско-Волжском, D_3fm_2 , 6; Московском, C_3g , 7; Среднерусском, O_2-S_1 , 8; Унженском, C_1t , 9; Северо-Двинском, C_{V} , 10 и Предтимаанском, C_3 , 12. В двух бассейнах установлены ГФ хлоридно-натриевого типа (со слабопроявленной калиеносностью): в Предтимаанском, $V_2-E?$, 11 и Московском, D_2ef_2 , 3. Кроме того, в пределах данной территории частично находятся сульфатно- и соленосные градации нижнепермской ГФ Волжско-Мезенского бассейна (P_1a-s , 18), рассматриваемой в составе восточного сегмента.

Центральный сегмент является ныне (и был в палеозое) наиболее стабильной частью платформы. Хотя он разбит системой внутрикратонных палеорифтогенных структур, однако большинство из них характеризуется сравнительно ограниченной деструкцией коры; удаленность же подвижных палеозойских палеопоясов определила также и относительно слабое их влияние. Для сегмента характерны ограниченность проявлений галогенеза по масштабам и завершенности, но многоуровненность (до 7–9 уровней). Формация связана главным образом с герцинскими комплексами чехла, лишь одна (O_2-S_1 , ГФ 8) с каледонским и одна ($V_2-E?$, ГФ 11), по-видимому, с байкальским. Относительные максимумы соленосности фиксируются на трех уровнях: средне-позднедевонском (для галогенеза одном из основных) уровне наиболее отчетливо выраженной активизации платформы, а также на пермском и поздневендско-кембрийском, сопряженных с коллизионными процессами соответственно в Уральском герцинском

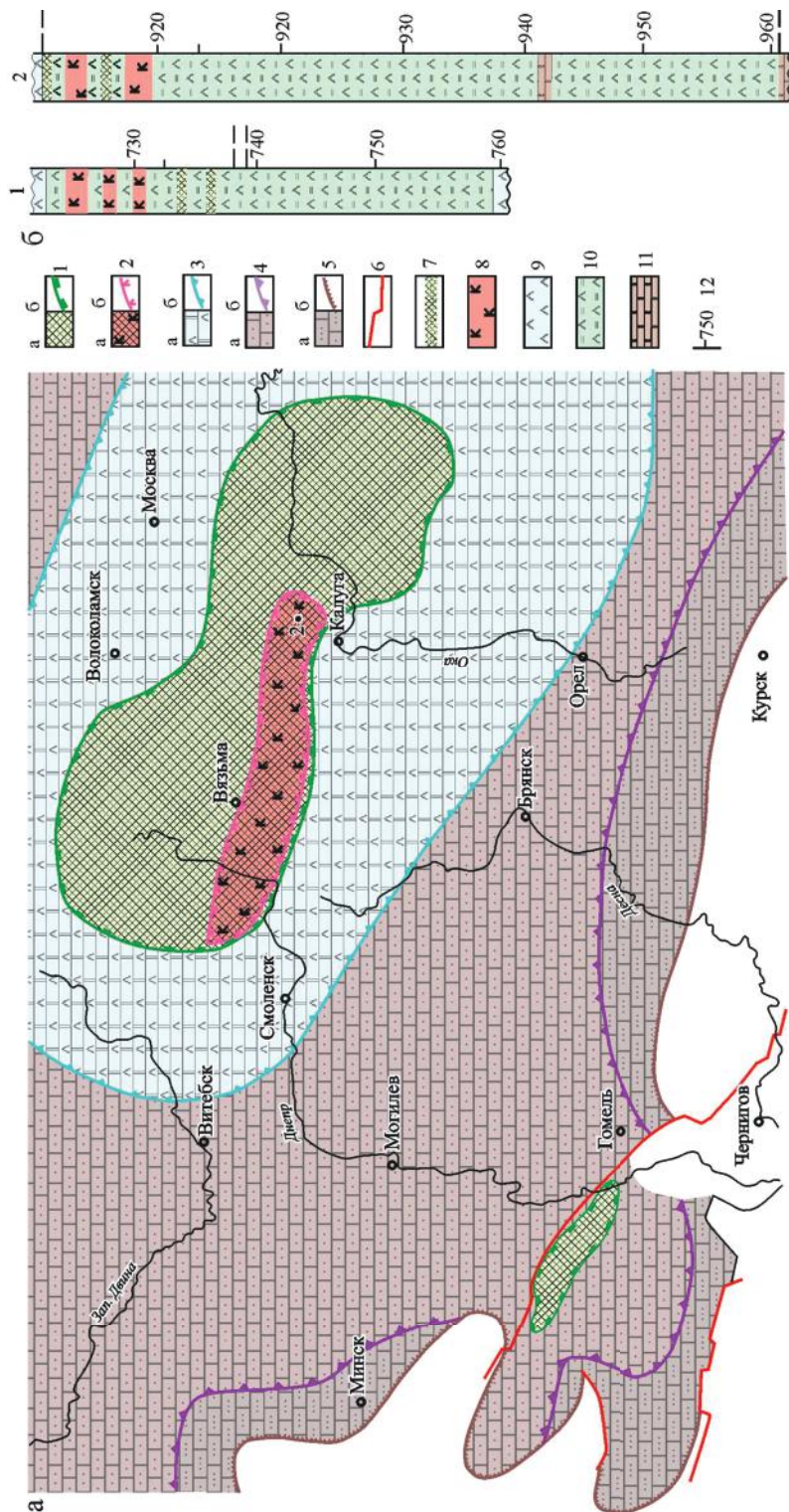


Рис. 3.8. Литолого-фациальная схема и колонки среднедевонской галогенной формации Московского соленосного бассейна. Обобщение по работам [Жарков, 1974; Корневский, 1973; Высоцкий и др., 1988; Проблемы ..., 1988; и др.]

a – литолого-фациальная схема морских отложений (зн. 1–6).
 1–5 – площади (*a*) и границы (*б*) распространения: 1–3 – разных граций галогенной формации (1 – галитовой, 2 – галитовой слабоали-
 енозной, 3 – сульфатно-карбонатной), 4 – терригенно-карбонатных отложений с ограниченной сульфатноносностью (в обрамлении галогенной

формации), 5 — терригенно-карбонатных и терригенных отложений (общая граница распространения морских отложений); 6 — краевые разломы, ограничивающие с северо-востока Припятско-Днепровскую впадину.
 б — колонки соляной толщи галогенной формации в контуре установленной калиеносности по Сафоновской (1) и Воробьевской (2) скважинам (зн. 7–12).
 7 — каменная соль; 8 — интервалы с включениями сильвина и карналлита; 9 — ангидриты; 10 — каменная соль с прослоями ангидрита; 11 — доломиты; 12 — отметки глубин скважин, м

и Тиманском (Палеоуральском) байкальском поясах. Депоцентры большинства ГФ контролируются звеньями рифейско-палеозойских палеорифтовых систем, а в Предтиманском бассейне — краевым прогибом замыкающегося Тиманского (Палеоуральского) пояса.

Московский бассейн, 5, D_2ef_2 (наровские слои); хлоридно-натриевый тип (с ограниченным проявлением хлоридно-калиевого), глинисто-карбонатный подтип, 2(3)Б; (рис. 3.8); [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974; Основные ... , 1981; и др.].

ГФ распространена в пределах наиболее центральных участков Восточно-Европейской платформы, занимающая значительную часть территории Московской синеклизы. Мощность от 20–30 м в периферических частях формации до 100–150 м в центральных. Представлена двумя градациями, связанными постепенными переходами: внешней сульфатно-кальциевой и внутренней галититовой (на части площади с проявлениями калиеносности), занимающей наиболее прогнутые участки (рис. 3.8).

Ангидриты (гипсы) образуют слои и пачки мощностью от 0,1–0,2 до 15, редко до 25–35 м. Широко развиты породы смешанного сульфатно-карбонатного состава. Роль гипса, по сравнению с ангидритом, возрастает к периферическим частям формации и в составе мелких выделений. Сульфатонасыщенность от 20–25 до 60–80, в среднем от 30 до 60%. В галититовой градации каменная соль переслаивается с сульфатными (ангидритами, гипсами) и глинисто-карбонатными породами, образуя пачки мощностью 45–60 м. Коэффициент соленасыщенности до 55–70%. Каменная соль содержит прослои и вкрапленность калийных (хлоридных) солей.

Содержание пород негалогенного ряда низкое (от долей до 5–10%). Представлены они доломитами, известково-доломитовыми породами и известняками (0,5–2,0 м), в подчиненном количестве — домеритами и глинами. В периферических частях формации преобладают глины (2,5–16,0 м), в низах разреза присутствуют песчаники, алевролиты. Большая часть негалогенных пород в той или иной мере загипсована.

Формация залегает на терригенных континентальных отложениях D_{1-2} , перекрывается терригенными прибрежно-морскими отложениями D_{2-3} . Соотносится с трансгрессивной частью герцинского комплекса чехла платформы.

Пространственное положение формации (особенно отчетливо ее галититовой градации) контролируется системой кулисных грабенов Московской рифейско-палеозойской внутрикратонной палеорифтовой системы, характеризующейся ограниченной деструкцией континентальной коры [Милановский, 1983]. образо-

вание ГФ отвечает среднедевонской стадии активизации, подстадии морского рифта. Бассейн соленакопления представлял собой участок ингрессированного обширного внутриконтинентального морского мелководного бассейна. В юго-западной части этого морского бассейна в это же время происходило соленакопление в Припятском грабене, в пределах другой, более активной палеорифтогенной структуры.

С галитовой градацией ГФ связаны месторождения гипса, каменной соли (среднего масштаба) и небольшие проявления калийных солей. Рассматривается возможность использования соляной толщи для захоронения токсичных отходов.

Среднерусский бассейн, 8, O₂—S₁; сульфатно-кальциевый тип (слабосульфатноносная), терригенно-карбонатный подтип, (1)В; [Геологическое ... , 1985; Рифогенные ... , 1990; и др.]

Формация распространена в пределах приосевой части Московской синеклизы. Мощность в центральной зоне 200–370 м. Сложена комплексом сульфатизированных песчано-алевритно-глинистых пород с прослоями доломитизированных известняков и доломитов. Преобладают глины карбонатные, доломитные, неравномерно алевритистые, с прослоями песчаников, известняков и доломитов, пронизанные жилообразными включениями ангидрита и гипса. В типичных разрезах нижняя граница маркируется слоем алевролита с включениями ангидрита, барита и карбонатов.

ГФ согласно залегает на морской глинисто-карбонатной трансгрессивно-инундационной формации O₁₋₂, перекрывается с перерывом континентальной терригенной регрессивно-эмерсивной S₂—D₁(?). Одновозрастные формации на смежных территориях не прослежены.

Формация тянется вдоль осевой зоны Среднерусской палеорифтовой системы, вдоль ее Солигаличского звена, активизированного в каледонском цикле. Площадь максимальных мощностей соответствует участку пересечения с южным продолжением Вожелачской палеорифтогенной системы. Общая структурная позиция формации отвечает надрифтовому прогибу на инундационно-регрессивной стадии каледонского цикла.

Осадконакопление происходило в остаточном изолированном бассейне типа море — (лагуна) — озеро, возникшем в ходе регрессии Балтийско-Московского морского бассейна, открывавшегося на запад.

Предтима́нский бассейн, 11, V₂—Є[?]; хлоридно-натриевый тип (со слабопроявленным хлоридно-калиевым), вулканогенно-терригенно-карбонатный подтип, пестроцветная, 2(3)Вб,а; (рис. 3.9, 3.10); [Иванов и др., 1960; Кальберг, 1962; Жарков, 1974; Юшкин, 1990; Беленицкая, 1998, 2000].

ГФ расположена в северо-восточной притиманской части Восточно-Европейской платформы. Наличие солей установлено в отдельных прорванных соляных куполах (Сереговском, Часовском) в Вычегорском прогибе и подтверждено геолого-геофизическими данными. По этим данным предполагается значительно более широкое их распространение в Предтима́нском прогибе.

Вскрытая мощность >1200, предполагаемая 2500–3000 м.

Галогенные породы представлены каменной солью с включениями калийных солей и гипсами. Каменная соль имеет пеструю окраску, содержит микровключения сильвина, ангидрита, карбонатов, кварца, а также обломки пестрых аргиллитов, алевролитов, доломитов, прослои брекчий.

На Сереговском куполе развит кепрок мощностью до 510 м. В его разрезе доминируют пестроцветные глины, насыщенные прожилками

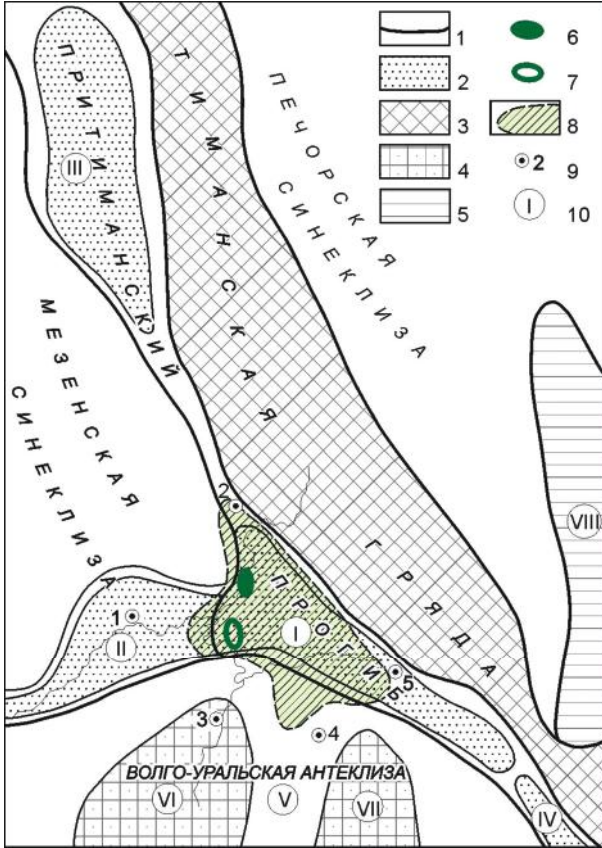


Рис. 3.9. Схема распространения солянокупольных структур в Предтима́нском соленосном бассейне. По [Жарков, 1974], с изменениями

1 – контуры крупнейших структур; 2 – прогибы; 3 – складчатые комплексы Тимана; 4 – сводовые поднятия; 5 – Предуральский краевой прогиб; 6, 7 – солянокупольные структуры: 6 – установленная (Сереговский соляной купол), 7 – предполагаемая (Часовской минимум силы тяжести); 8 – район предполагаемого развития соленосных отложений; 9 – скважины: 1 – Яренская, 2 – Веслянская, 3 – Сысольская, 4 – Лопыдинская, 5 – Аныбская; 10 – основные тектонические элементы (цифры в кружках): прогибы (I – Вычегодский, II – Яренский, III – Сафоновский, IV – Соликамский, V – Кировско-Кажимский, VIII – Верхнепечорский) и своды (VI – Сысольский, VII – Коми-Пермяцкий)

и включениями пестрого гипса, встречаются прослои алевролитов, песчаников, доломитов, отмечены крупные включения диабазов.

Возраст солей ранее предположительно определялся как позднедевонский (а еще раньше как пермский). К настоящему времени появились основания (определения возраста диабазов из кепрока соляного купола, уточнение геологического распространения и стратиграфического положения «корней» соляных штоков и др.) датировать соляную толщу как позднекембрийскую или поздневенд-кембрийскую (?) [Юшкин, 1990]. Это, на наш взгляд, вполне справедливо. Образование мощной ГФ в таком случае закономерно связано с формированием Предтима́нского позднекембрийского (байкальского) краевого прогиба, возникшего на фронте

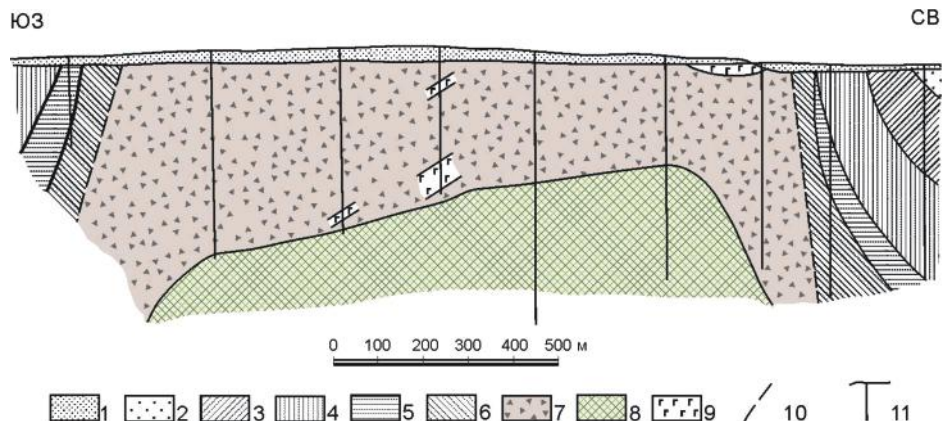


Рис. 3.10. Схематический геологический разрез Сереговской солянокупольной структуры.
По В. Д. Дроздову, Э. А. Кальбергу [Иванов и др., 1960]

1 – четвертичные отложения; 2 – ветлужский ярус, красные глины, песчаники, конгломераты; 3 – татарский ярус, красноцветные глины, алевролиты, прослои известняков; 4 – казанский ярус, известняки, доломиты, глины, песчаники; 5 – вихтовская свита, красноцветные алевролиты с гипсом и ангидритом; 6 – верхнекулойская свита, доломиты; 7 – покровная толща (кепрок), пестроцветные глины, алевролиты, песчаники, доломиты; 8 – каменная соль; 9 – диабаз; 10 – тектонический контакт; 11 – скважины

Тиманского (Палеоуральского) коллизионного шва при замыкании позднедокембрийского палеоокеанического бассейна, ранее (до коллизии) разделявшего Баренцию и Восточно-Европейский кратон. А это свидетельствует в пользу представления о вероятности гораздо более широкого распространении солей того же возраста в Предтиманском байкальском краевом палеопргибе.

Вместе с тем в предтиманских разрезах, наряду с венд-кембрийским, не исключено наличие также и более молодых, скорее всего позднедевонских соленосных комплексов, обязанных восходящему перетоку солей в ходе позднедевонских проявлений тектонической активности, резонансных фазам активности в более молодом (и более удаленном) палеозойском Уральском поясе.

С Сереговским куполом связано месторождение каменной соли. Здесь на соляных промыслах из рассолов издавна ведется добыча поваренной соли.

ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ:

ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ АНТЕКЛИЗА, ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ И ПРИКАСПИЙСКАЯ УГЛОВАЯ СИНЕКЛИЗА

На территории восточного сегмента (включающего и весь юго-восток платформы) ГФ установлены на большей его части в целом ряде бассейнов. Здесь расположены крупнейшая Прикаспийско-Предуральская система соленосных бассейнов, общий ареал распространения которой включает три крупных одновозрастных кунгурских калиеносных бассейна – Прикаспийский, 20, Бельский, 21 (с формациями сульфатно-калиевого типа) и Соликамский, 22 (с формацией хлоридно-калиевого

типа); более молодой верхнеказанский Двинско-Бузулукский бассейн, ГФ 23, P_2kz_2 (с формацией хлоридно-натриевого типа); самые молодые четвертичные (с продолжающимся и ныне соленаккумуляцией) Эльтон-Баскунчакский, 26, Q_{2-4} (хлоридно-натриевого типа с ограниченной калиеносностью) и Приахтубинский, 27, Q_4 (сульфатно-натриевого типа). Здесь же в большой мере, хотя не все целиком, находятся сульфатно-кальциевые ГФ в бассейнах Приуральском, 13, D_3fm_2 и Бузулукском, 14, C_{1v_3} , 15, C_{1s} , 16, C_{2m_2} , 17, C_3g ; а также хлоридно-натриевые в Волжско-Мезенском, 18, $P_{1a-s}(ar_1)$. Частично на территорию сегмента распространяются, как уже отмечалось, слабосульфато-, соленосные ГФ 24, P_2u и 25, P_2t и некоторые соленосные бассейны, находящиеся в центральном сегменте, в том числе очень значительный по площади Московско-Волжский (ГФ 6, D_3fm_2), «открывающийся» в Прикаспийскую впадину, в пределах которой сведения о глубокопогруженной верхнедевонской ГФ отсутствуют.

Рассматриваемый сегмент, наиболее подвижный в палеозойской истории платформы, благодаря совместному влиянию со стороны двух активных герцинских поясов Уральского (с востока) и Донецко-Каспийского (с юга), максимально насыщен галогенным материалом. Уровни галогенеза здесь те же, что и в центральном блоке, но масштабы и завершенность галогенеза несравненно выше и резко возрастают с приближением к складчато-надвиговым обрамлениям.

В восточном сегменте отчетливо и разнообразно проявлен парагенезис галогенных комплексов с рифогенными и углеродистыми, которые здесь также чрезвычайно широко и масштабно распространены. В отличие от центрального сегмента, где этот парагенезис выражен относительно слабо, в восточном он ярко выражен на ряде уровней от верхнего девона до перми.

Максимумы галогенеза в пределах сегмента связаны с герцинским циклом, с двумя его интервалами: с D_{2-3} — сравнительно ограниченный по интенсивности (по имеющимся данным) и с P_{1-2} — наиболее значительный. Оба интервала — одновременно главные уровни галогенеза всей платформы, второй крупнейший. Им подчинены максимально выраженные парагенезисы галогенных комплексов с рифогенными и высокоуглеродистыми.

Бузулукский бассейн, 17, C_3g ; сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип (глинисто-известняково-доломито-ангидритовая формация), 1Б; (рис. 3.11); [Иванов и др., 1960, 1972; Грачевский и др., 1976; Геологическое ... , 1985; Рифогенные ... , 1990].

ГФ прослежена ограниченно на юге Волго-Уральской антеклизы, в Куйбышевском Заволжье. Мощность 100–150 м. Сложена пачками ангидритов (до 50 м), разделенными глинисто-карбонатными породами.

Отчетливо выражены два цикла мощностью 50–70 м [Грачевский и др., 1976]. Иногда прослеживается третий цикл сокращенной мощности. В центральных зонах формации нижние члены циклов образованы темноцветными глинисто-известковыми породами депрессионного облика (до 20–25 м), верхние ангидритами (до 50 м) с прослоями глинистых известняков и ангидритов в основании. Ангидриты голубовато-серые, плотные, с гнездами доломита. В каждом цикле ангидриты образуют характерные линзовидные тела, прислоненные к бортовым зонам. Особенности их состава, морфологии и взаимоотношений с бортовыми ограничениями

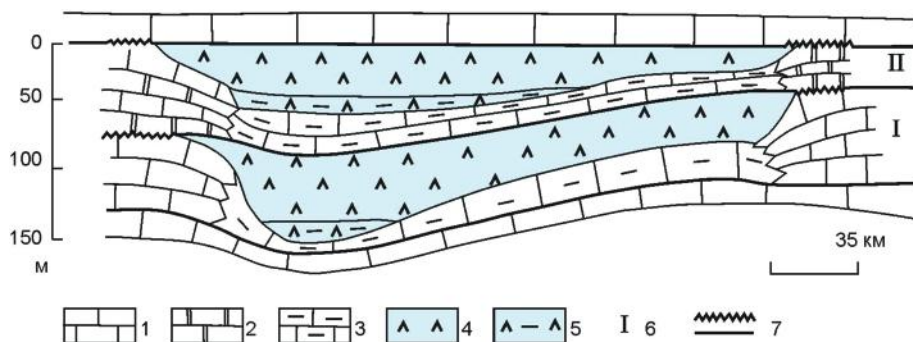


Рис. 3.11. Литологический профиль верхнекаменноугольной галогенной формации Бузулукского бассейна. Моделировано по [Грачевский и др., 1976], с изменениями

I – известняки, возможно, с органогенными постройками; 2 – доломиты; 3 – темноцветные глинистые известняки; 4 – ангидриты; 5 – глинистые ангидриты; 6, 7 – седиментационные циклы (6) и границы между ними (7)

позволяют рассматривать эти тела как «прислоненные» ангидритовые валы, сливающиеся в центральной части депрессии.

По периферии формации (на западе, севере и востоке) нижние члены циклов представлены светлыми, более мощными грубослоистыми шельфовыми известняками и доломитами с морской стеногалинной фауной, лишь с редкими включениями ангидрита и кремня. В зоне перехода от них к депрессионным отложениям вероятно наличие органогенных построек. Верхние ангидритовые члены по периферии ГФ имеют резко сокращенную мощность, вплоть до полного выклинивания, когда им отвечают перерывы, и разрезы становятся полностью карбонатными. Переход от депрессионно-ангидритовых разрезов к полностью карбонатным совершается очень резко.

ГФ подстилается и покрывается шельфовыми карбонатными (известняково-доломитовыми) комплексами верхнего карбона.

Образование формации связано с ранними фазами регрессивной стадии средне-верхнепалеозойского (герцинского) этапа развития чехла платформы.

Для палеотектонической позиции характерна приуроченность к зоне Бузулукско-Кушумского грабена, ограничения которого последовательно контролировали положение разновозрастных (от ранне- до позднекаменноугольных) ГФ в Бузулукской впадине (см. ниже).

Бассейн осадконакопления представлял собой участок внутреннего шельфа, располагавшегося за барьерно-рифовым обрамлением глубоководного Прикаспийского бассейна. В его пределах в зоне грабена дважды, по схеме М. М. Грачевского, происходило интенсивное погружение дна бассейна, не компенсировавшееся осадконакоплением, с образованием депрессии, обрамленной шельфово-карбонатными рифогенными(?) бортами. В следующую фазу каждого цикла депрессия заполнялась ангидритом, перекрывавшим ее склоны и дно. На бортах в это время был перерыв в осадконакоплении. Таким образом, рассматриваемая формация отражает два цикла образования и последующего заполнения некомпенсированной депрессии с полной ее нивелировкой. Специфика данной формации – за-

полнение депрессии исключительно ангидритом, а не солью, как это чаще наблюдается при таких масштабах депрессий.

В разрезе ГФ отмечаются проявления самородной серы, а в подстилающих карбонатных породах сероводородсодержащих газов.

Волжско-Мезенский бассейн, 18, P_{1a}-s(ar₁); хлоридно-натриевый тип, карбонатный (доломитовый) подтип (галито-ангидрито-доломитовая формация), 1[2]А; [Иванов и др., 1960; Грачевский и др., 1976; Геологическое ... , 1985; Рифогенные ... , 1990].

ГФ образует обширное полосовидное поле близмеридионального простирания, охватывающее Волго-Уральскую антеклизу, северо-западное обрамление Прикаспийской впадины, почти целиком Мезенскую синеклизу и восточную часть Московской. Мощность от 50–100 до 200–250 м, иногда несколько больше.

Представлена двумя градациями: галититовой и сульфатно-кальциевой. Галититовая развита на сравнительно ограниченной площади в пределах центрального сегмента – в северо-восточной части Московской синеклизы и на смежных с ней участках Мезенской. Здесь в области максимальных мощностей формации в сакмарской части ее разреза среди карбонатных пород и ангидритов присутствуют слои каменной соли.

На остальной территории распространена градация сульфатно-кальциевого типа, представленная переслаиванием ангидритов с карбонатными породами, преимущественно доломитами. Ангидриты образуют мощные линзовидные слои, прослои, включения. Сульфатонасыщенность от 5–10 до 20–30%, иногда более. Верхняя, артинская часть разреза отличается слабой сульфатонасыщенностью и более ограниченным распространением. Пониженная сульфатонасыщенность характеризует весь разрез формации в ее восточной и южной периферических частях.

ГФ имеет циклическое строение. Выделено пять циклов мощностью 20–30 м [Геологическое ... , 1985]. Их нижние члены карбонатные, верхние существенно ангидритовые.

В западной части территории на многих участках формация выходит на поверхность или под неоген-четвертичные отложения и частично либо полностью размыта. На востоке и юге она замещается морской карбонатной слабосульфатонасыщенной, а затем рифогенной. Залегает согласно на каменноугольной карбонатной (в разных частях также сульфатонасыщенной) формации. На востоке и юге перекрывается кунгурскими ГФ (20, 21, 22); на остальной большей части территории, где кунгурские отложения отсутствуют, уфимскими красноцветными слабосульфатно- и соленосными карбонатно-терригенными и терригенными отложениями (ГФ 24).

Накопление отложений формации происходило во внутреннем эпиконтинентальном бассейне в пределах обширного зарифового шельфа, на разном удалении от зоны рифов, в преобладающе мелководных обстановках, осложнявшихся депрессиями. Обрамляющие зоны рифов в раннепермское время простирались в виде прерывистых полос вдоль краев платформы, обрамляя с севера Прикаспийскую впадину, а с запада и Предуральский прогиб, последовательно наступавший на край платформы. По другую сторону от рифовых обрамлений в депрессионных предрифовых обстановках накапливались маломощные углеродистые отложения, образуя таким образом латеральную последовательность: галогенные комплексы зарифовых депрессий → их барьерные рифогенные обрамления → углеродистые образования предрифовых депрессионных

прогибов. В докунгурское (ассельско-сакмарское) время сопряженность между рифогенным обрамлением и максимумами галогенеза была выражена не очень отчетливо, поскольку основные максимумы галогенеза в это время находились значительно западнее, в пределах более удаленных от рифогенного обрамления частях обширного мелководного зарифового шельфа, где были связаны с осложнявшими шельф зонами прогибания. В контурах одной из таких зон прогибания, наиболее значительного, находится галититовая градация рассматриваемой формации. В ее бортовых частях (как и в других подобных прогибах) вполне вероятно наличие пока не установленных рифогенных образований.

Палеотектоническая позиция ГФ, прежде всего положение ее депозитов, определялась системой палеорифтогенных структур (Вятской, Камско-Бельской, Среднерусской и др.), осложнявших восточный край платформы и активизированных в герцинском цикле. Эпицентр галогенеза — соленосная градация — находился в зоне сочленения звеньев Среднерусской палеорифтогенной системы, испытавших инверсию, с Вожегачской. По времени галогенез отвечает стадии инверсии, которая в свою очередь резонансна фазам сжатия в замыкающемся Уральском поясе. Стратиграфический интервал галогенеза соотносится с началом регрессивной стадии средне-верхнепалеозойского этапа развития чехла платформы.

С формацией связано значительное количество месторождений и проявлений гипса и ангидрита, которые локализуются главным образом в области ее близповерхностного распространения ГФ. К галититовой градации приурочено месторождение каменной соли. В сульфатно-карбонатных комплексах находятся проявления самородной серы (экзогенного типа).

Прикаспийско-Предуральская система сопряженных кунгурских ГФ включает ряд разновозрастных калиеносных бассейнов — *Прикаспийский* (ГФ 20, рис. 3.12–3.18), *Бельский* (21, рис. 3.19–3.21) и *Соликамский* (ГФ 22, рис. 3.22, 3.23), а также расположенный уже в пределах Тимано-Печорской провинции Верхнепечорский (ГФ 34) [Иванов и др., 1960; Косыгин, 1960; Журавлев, 1972; Корневский, 1973, 1986; Геология и полезные ископаемые ... , 1974; Жарков, 1974, 1978; Грачевский и др., 1976; Геологическое ... , 1977; Нижнепермская ... , 1981; Тектоническая ... , 1982; Конищев, 1982; Нефтегазоносность ... , 1985; Высоцкий и др., 1988; Рифогенные ... , 1990; Джиноридзе и др., 2000; и др.]. Все эти формации находятся в едином более широком общем контуре сульфатноносности, охватывающем Прикаспийскую впадину, Предуральские краевые прогибы и прилегающие части Волго-Уральской антеклизы и по градациям сульфатно-кальциевого типа представляющей собой единую систему. Так что их деление на формации достаточно условно. Однако по галититовым градациям, и особенно четко по калиеносным, деление выражено весьма отчетливо и для анализа более удобно.

Мощности ГФ колеблются в значительных пределах. В Прикаспийской впадине, где большая часть солей заключена в солянокупольных поднятиях и диапирах, расчетные значения мощностей солей (принимаемые за первоначальные пластовые) оцениваются величинами от 0,5–2,0 км в бортовых зонах до 3–5 км во внутренних частях. Во впадинах Предуральских прогибов мощность убывает с юга на север от 1200–1300 до 300 м. На остальной части территории (за контурами развития солей) преобладают мощности 50–300 м.

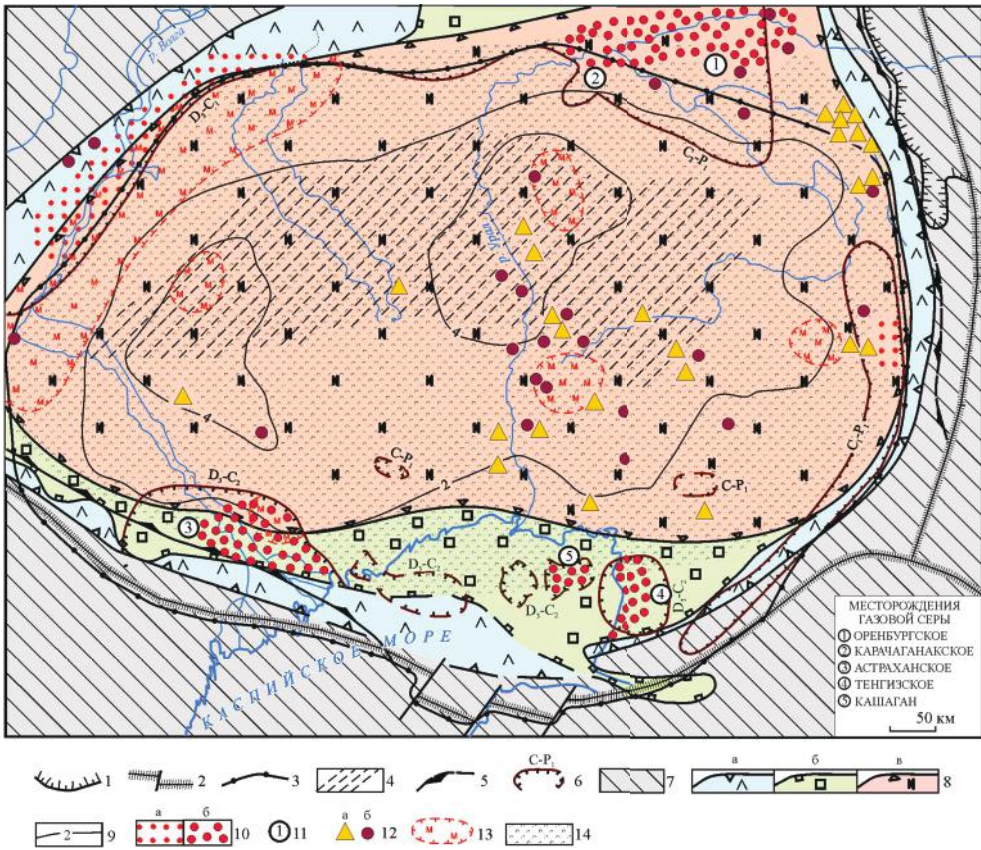


Рис. 3.12. Схематический литолого-минералогический план кунгурской галогенной формации Прикаспийского соленосного бассейна. Обобщение по [Анисимов, 1976; Беленицкая и др., 1978; Озол, 1983; Рифогенные ... , 1990; Тектоническая ... , 1982; и др.]

1 – современная граница Уральской складчатой системы; 2 – краевые швы Восточно-Европейской платформы; 3 – граница Прикаспийской впадины; 4 – область отсутствия гранитного слоя; 5 – внешний край распространения покровов и пологих надвигов; 6 – подсолевые рифогенно-карбонатные массивы (пунктир – предполагаемые, индекс – их возраст); 7 – кунгурская палеосуша; 8 – границы и области распространения кунгурских отложений: а – ангидритов, б – галититов, в – калийных солей; 9 – расчетные усредненные мощности соленосной формации, км; 10 – установленное распространение сероводорода в газовых залежах в подсолевых комплексах: а – преимущественно до 1%, б – до 5–10% и более; 11 – наиболее крупные месторождения газовой серы; 12 – проявления серы самородной (а) и боратов (б); 13 – основные зоны распространения залежей бишофита; 14 – область распространения солянокупольных структур

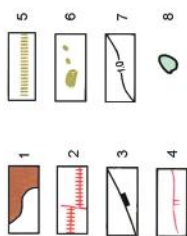
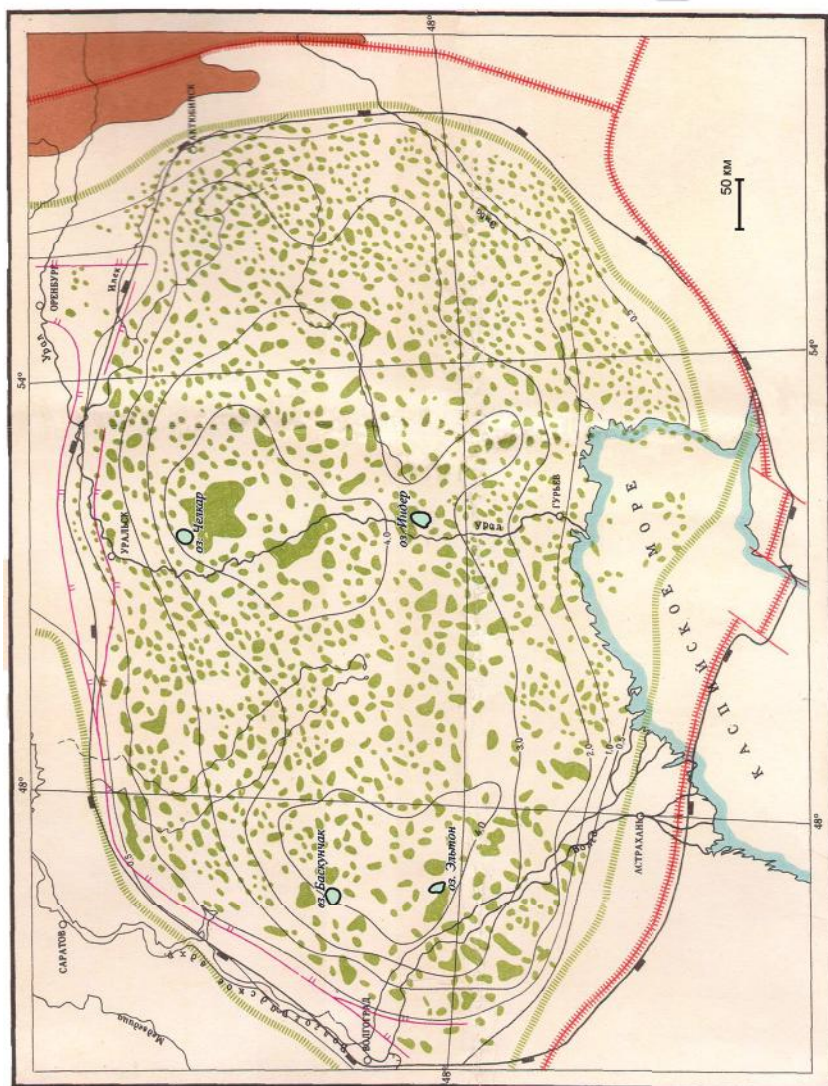


Рис. 3.13. Схема размещения соляных куполов Прикаспийского соленосного бассейна.
Масштаб 1 : 5 000 000.
Из [Тектоническая ..., 1982]



1 — Уральская складчатая система;
2 — краевые швы Восточно-Европейской платформы; 3 — граница Прикаспийской впадины; 4 — граница Прикаспийской впадины; 5 — граница распространения соленосной формации кунгурского яруса; 6 — вершины соляных куполов; 7 — первичные (расчетные) мощности соленосной формации, км; 8 — рассольные наддиапировые озера

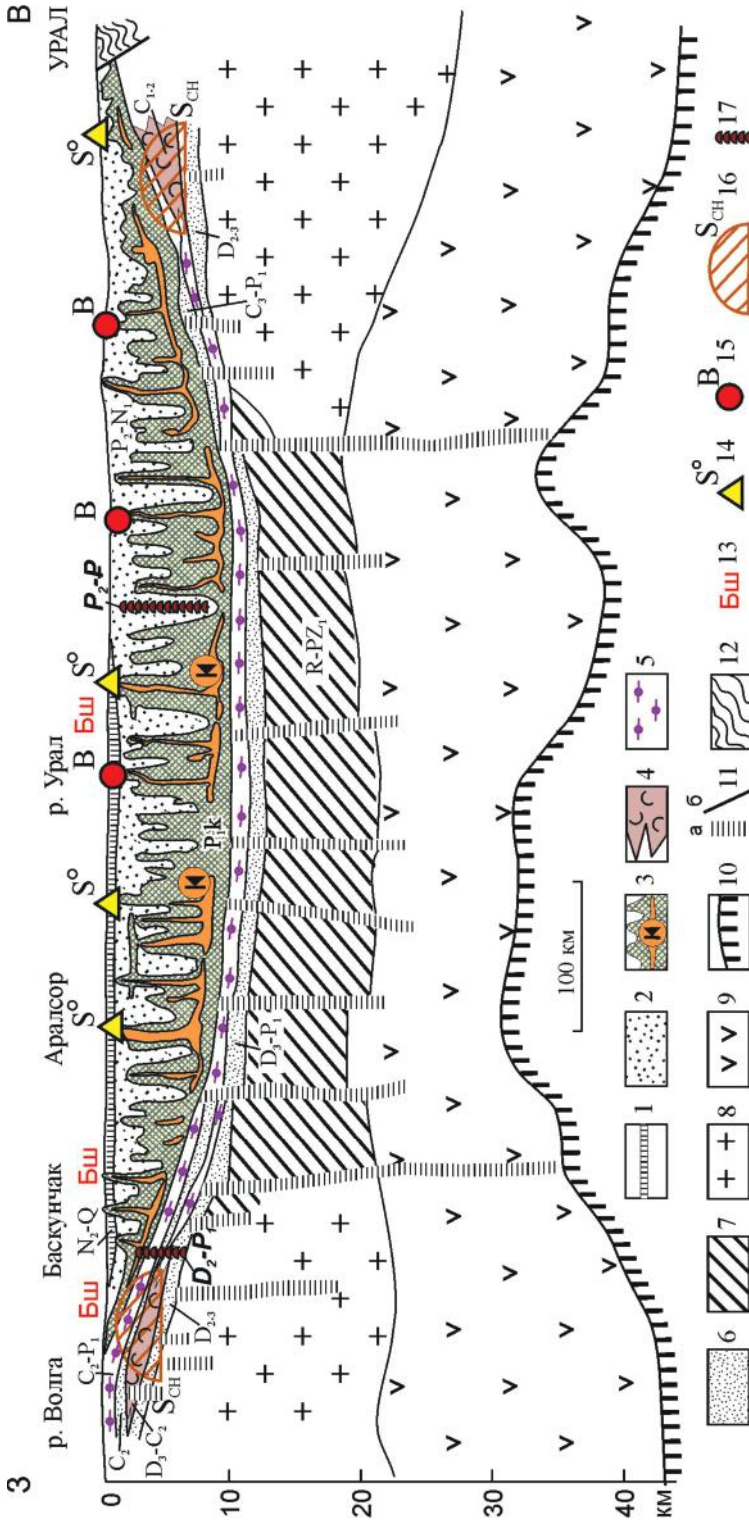


Рис. 3.14. Геолого-минералогический профиль через Прикаспийский соленосный бассейн. Моделировано по опубликованным материалам. Из [Беленицкая, 2000], с дополнениями

1 – покровный комплекс (N₂-Q); 2 – напослевой комплекс терригенных и терригенно-карбонатных отложений (P₂-N₁); 3 – кунгурская галогенная формация сульфатно-калиевого типа (P₁K) с месторождениями и проявлениями каменной и калийных солей; 4–6 – подсолоневый верхнепалеозойский (докунгурский, D–P) осадочный комплекс, отложения: 4 – карбонатно-рифогенные, шельфовые, 5 – глинисто-кремнисто-карбонатные доломитового типа, глубоководные, 6 – существенно терригенные; 7 – рифейско-нижнепалеозойский доплитный терригенно-карбонатный комплекс повышенной плотности (R–PZ₁); 8 – «гранитный» слой; 9 – «базальтовый» слой; 10 – верхняя мантия; 11 – глущинные разломы (a) и надвиговые зоны (b); 12 – складчато-надвиговые комплексы Урала; 13–16 – положение месторождений и проявлений; 13 – бишофита, 14 – серы самородной, 15 – боратов, 16 – серы газовой; 17 – обобщенные интервалы нефтегазоносности

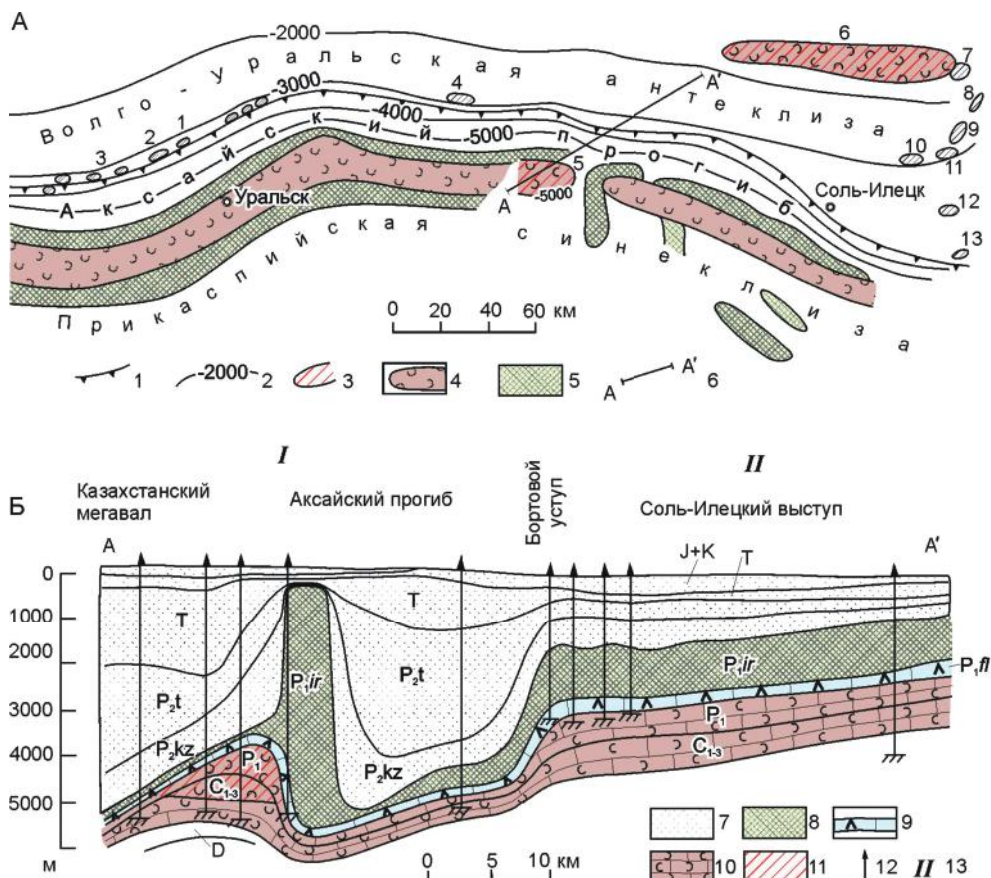


Рис. 3.15. Стрoение северной прибортовой зоны Прикаспийского соленосного бассейна. Моделировано по [Шпильман, 1990], с дополнениями

А – план: 1 – надсолевой бортовой уступ; 2 – изогипсы по кровле артинского яруса; 3 – нефтегазоконденсатные месторождения с промышленными концентрациями сероводорода в артинско-каменноугольных отложениях: 1 – Западно-Тепловское, 2 – Ульяновское, 3 – Токаревское, 4 – Бородинское, 5 – Карачаганакское, 6 – Оренбургское, 7 – Чкаловское, 8 – Южно-Оренбургское, 9 – Северо-Копанское, 10 – Бердянское, 11 – Копанское, 12 – Новопавловское, 13 – Нагумановское; 4 – предполагаемый подсолевой Казахстанский карбонатный мегавал; 5 – кунгурские соляные валы; 6 – линия профиля.

Б – профиль по линии А–А': 7 – надсолевые отложения (P_2-Q); 8, 9 – галогенная формация: 8 – соляная толща ($P_1k\ ir$), 9 – сульфатно-карбонатный горизонт ($P_1k\ fl$); 10 – подсолевой рифогенно-карбонатный комплекс ($C-P_1a$); 11 – нефтегазоконденсатное месторождение с промышленными концентрациями сероводорода; 12 – скважины; 13 – основные геоструктуры: I – Прикаспийская синеклиза, II – Волго-Уральская антеклиза

В разрезах ГФ обычно выделяются две литологически различные части. Нижняя (филипповский горизонт), сравнительно выдержанная по составу и мощности, повсеместно имеет сульфатно-кальциевый состав и небольшую мощность до 200, реже до 400 м. Верхняя (иреньский горизонт), крайне не выдержанная по составу и мощности, образована комплексами существенно соляных пород, резко осложненных солянокупольной тектоникой, мощностью от первых сотен метров до 2–3 км и более. Мощность

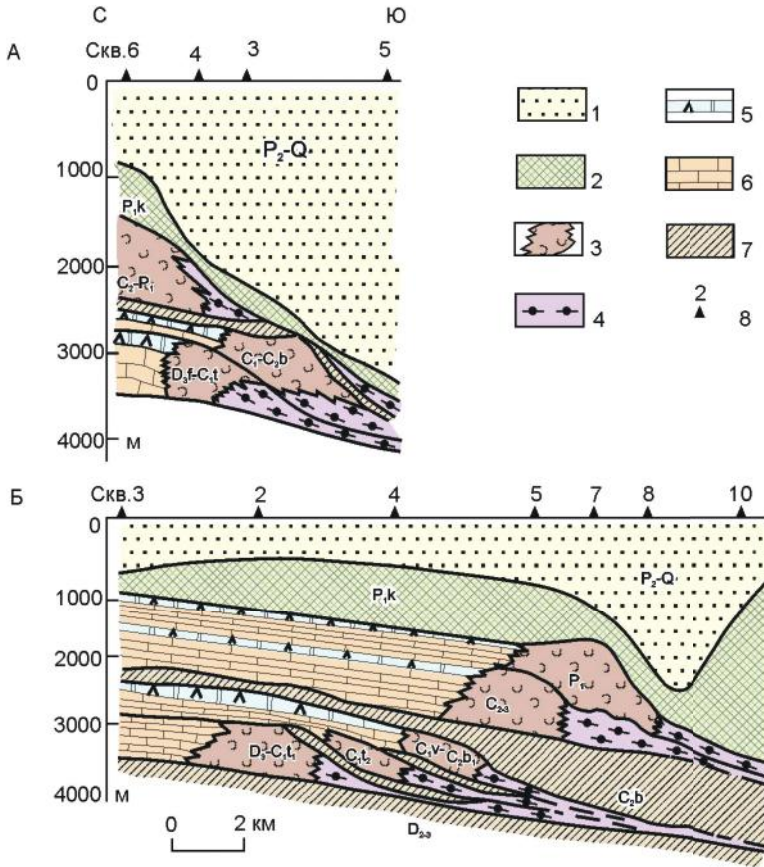


Рис. 3.16. Модельные профили северо-западного и северного бортовых уступов Прикаспийской впадины: *А* – Южно-Ершовский; *Б* – Ерусланско-Карпенковский. По [Грачевский и др., 1976], с небольшими изменениями

1 – преимущественно терригенные надсолевые отложения (P_2-Q); 2 – кунгурская соляная толща (P,k); 3–7 – основные литологические комплексы в подсолевом разрезе $D-P_1$; 3 – разновозрастные рифовые массивы барьерного типа, 4 – высокоуглеродистые глинисто-карбонатные, 5 – сульфатно-карбонатные и сульфатно-глинисто-карбонатные, 6 – карбонатные, 7 – существенно терригенные; 8 – положение скважин

именно этих (верхних) частей разрезов ГФ убывает с юга на север: от 1000–>3000 м в Прикаспийской впадине до 800–1300 м в Бельской, 300–500 м в Соликамской и до 200–300 м в Верхнепечорской. Вне контура солей верхние части разрезов ГФ по составу и мощности близки к нижним.

Для соленосных разрезов в целом характерно повсеместное преобладание каменных солей. Имеются многочисленные прослои калийных солей. Калиеносные зоны иногда выделяются в калиеносные субформации. Их суммарные мощности в Бельском и Соликамском бассейнах составляют от нескольких десятков до 100–120, в Верхнепечорском до 20–50 м.

Калийные соли представлены двумя геохимическими типами: хлоридно-калиевым (точнее, хлоридным магниево-калиевым), повсеместно распространенным, и сульфатно-калиевым (сульфатно-хлоридным магниевым)

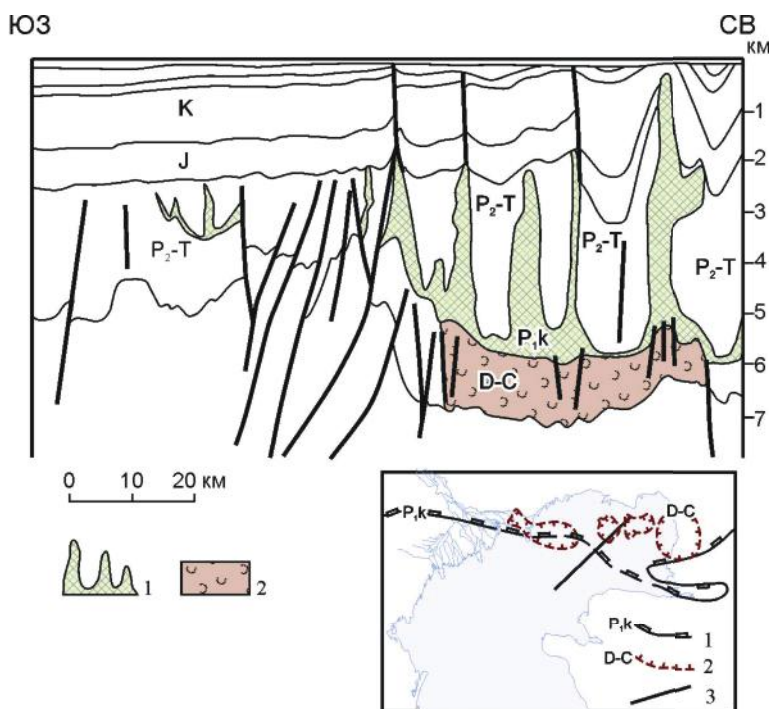


Рис. 3.17. Геологический разрез через южную морскую часть Прикаспийского соленосного бассейна. Моделировано по [Мурзин, 2010]

1 – соляные диапиры (P₁k); 2 – рифогенно-карбонатные массивы (D–C).

На врезке: 1 – граница кунгурских солей (P₁k); 2 – контуры рифогенно-карбонатных массивов (D–C); 3 – линия профиля

калиевым), широко развитым лишь в Прикаспийской впадине и на юге Бельской. Благодаря этому верхние соляные толщи в Соликамском и Верхнепечорском бассейнах относятся к хлоридно-калиевому типу, а в Прикаспийском и Бельском к смешанному хлоридно-сульфатно-калиевому.

В объединенном контуре ГФ четко обособляются четыре типа градаций, определяемых составом верхних в их разрезах соленосных толщ: сульфатно-калиевая – на большей части Прикаспийской синеклизы и в сочленяющейся с ней Бельской впадине Предуральяского прогиба; хлоридно-калиевая – в центральных частях Соликамской и Верхнепечорской впадин; хлоридно-натриевая (галититовая) – в обрамлении всех калиевых; сульфатно-кальциевая – на остальной обширной территории.

В разрезах градаций сульфатно-калиевого типа мощностью до >3000 м в Прикаспийской впадине и >1000 м в Бельской, при резком преобладании каменной соли, имеются многочисленные разнообразные по составу и мощности прослои хлоридных и сульфатных калийно-магниево-солей. Характерны мощные залежи бишофита, установленные на западе Прикаспийской впадины. Соленасыщенность градации достигает 60–80% [Тектоническая ... , 1982]. Пласты ангидрита мощностью от первых до нескольких десятков метров имеют подчиненное значение.

В разрезах градации хлоридно-калиевого типа мощностью 500–600 м в Соликамской впадине, 250–350 м в Верхнепечорской также преоблада-

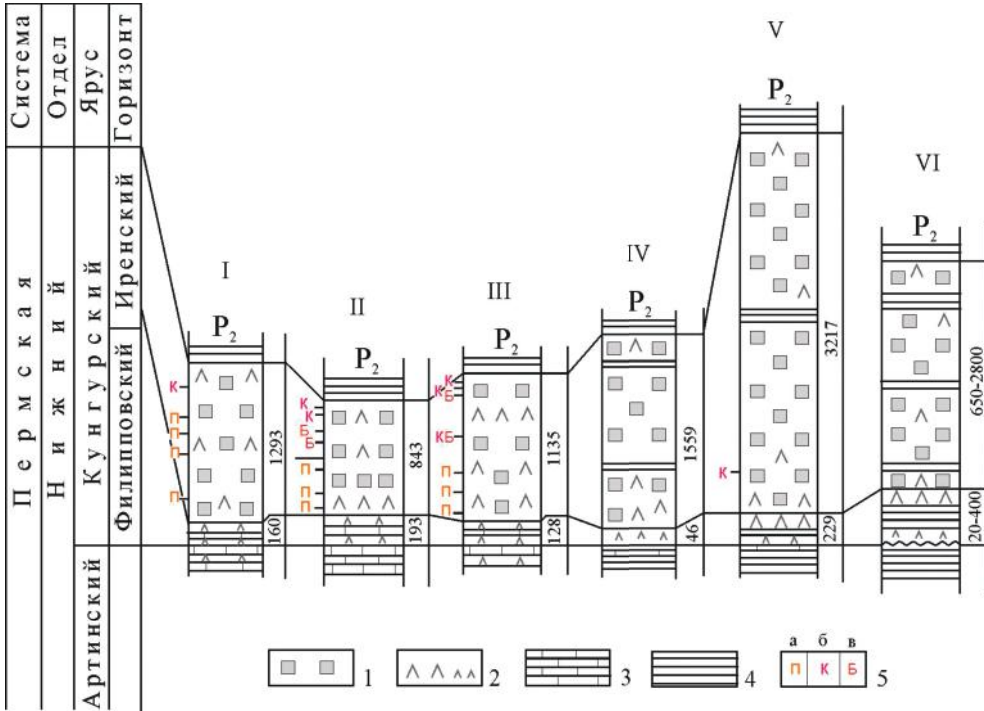


Рис. 3.18. Сопоставление разрезов нижнепермской галогенной формации из разных частей Прикаспийского соленосного бассейна.

По [Нижнепермская ..., 1981; Тектоническая ..., 1982]

I – северная бортовая зона (скв. П-3 Западно-Тепловская), II – северо-западная бортовая зона (скв. 6 Милорадовская), III – западная бортовая зона (скв. 583 Луговая Пролейка), IV – юго-западная часть бассейна (скв. П-3 Заволжская), V – юго-восточная часть бассейна (скв. СГ-2 Биикжал), VI – восточная часть бассейна (район Кенкияк – Джилансаид).

1 – каменная и калийные соли; 2 – ангидриты; 3 – карбонатные породы; 4 – существенно терригенные породы; 5 (красные значки слева от колонок) – интервалы распространения калийно-магниевых солей: а – сульфатных – преимущественно полигалита, б, в – хлоридных, преимущественно карналлита (б) и бишофита (в)

ет каменная соль, чередующаяся с пластами ангидрита (от нескольких до 100–140 м), реже соленосных глин. Калиеносность характерна для верхних частей разреза. Мощность калиеносных интервалов (калиеносной субформации) 30–120 м в Соликамской депрессии, 20–50 м в Верхнепечорской.

Разрезы галититовых градаций, обрамляющих калиеносные преимущественно в виде узких зон, отделяющих их от сульфатно-кальциевых градаций, в целом близки к разрезам калиеносных градаций.

Внешние сульфатно-кальциевые градации представлены на большей части территории карбонатно-сульфатным (доломито-ангидритовым) подтипом, сменяющимся на востоке терригенно-сульфатным. Их мощность убывает в западном направлении от 230–270 до 50 м и менее. Нижние части разрезов градаций (филипповский горизонт) – известняково-доломитовые с включениями ангидритов, верхние (иренский горизонт) представлены циклическим чередованием пластов ангидрита (гипса) с менее мощными пластами карбонатных пород с морской фауной.

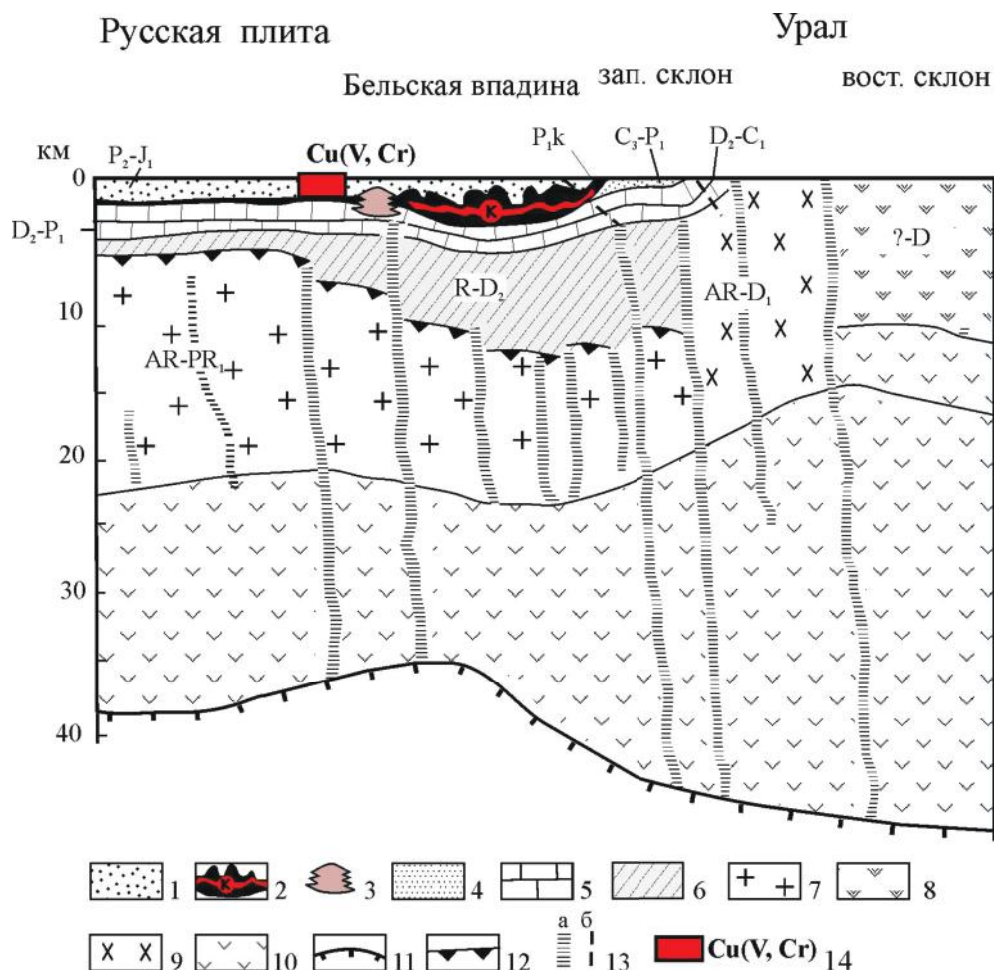


Рис. 3.19. Геолого-геофизический разрез Бельского соленосного бассейна Предуральско-го краевого прогиба. Из работы [Рифогенные ... , 1990, с. 228], с дополнени-ями

1–5 – осадочные формации $PZ_{2,3}$: 1 – верхняя континентальная моласса (P_2-T_1), 2 – га-логенная хлоридно-калиевого типа с горизонтами калийных солей (P_1k), 3 – рифогенная карбонатная (C_3-P_1), 4 – нижняя молассовая и флишевая (C_3-P_1), 5 – карбонатные и тер-ригенно-карбонатные (D_2-P_1); 6–9 – нерасчлененные формационные комплексы: 6 – оса-дочные ($R-D_2$), 7 – гранитно-метаморфические ($AR-PR_1$), 8 – вулканогенные, осадочные и интрузивные восточного склона Урала, 9 – гранитно-метаморфические и осадочные ($AR-D_1$) западного склона Урала; 10 – базальтовый (гранулит-базитовый) слой; 11 – по-верхность Мохо; 12 – поверхность дорифейского фундамента; 13 – глубинные разломы (а) и прочие тектонические нарушения (б); 14 – месторождения меди (медистые песчаники) с повышенными содержаниями V, Cr

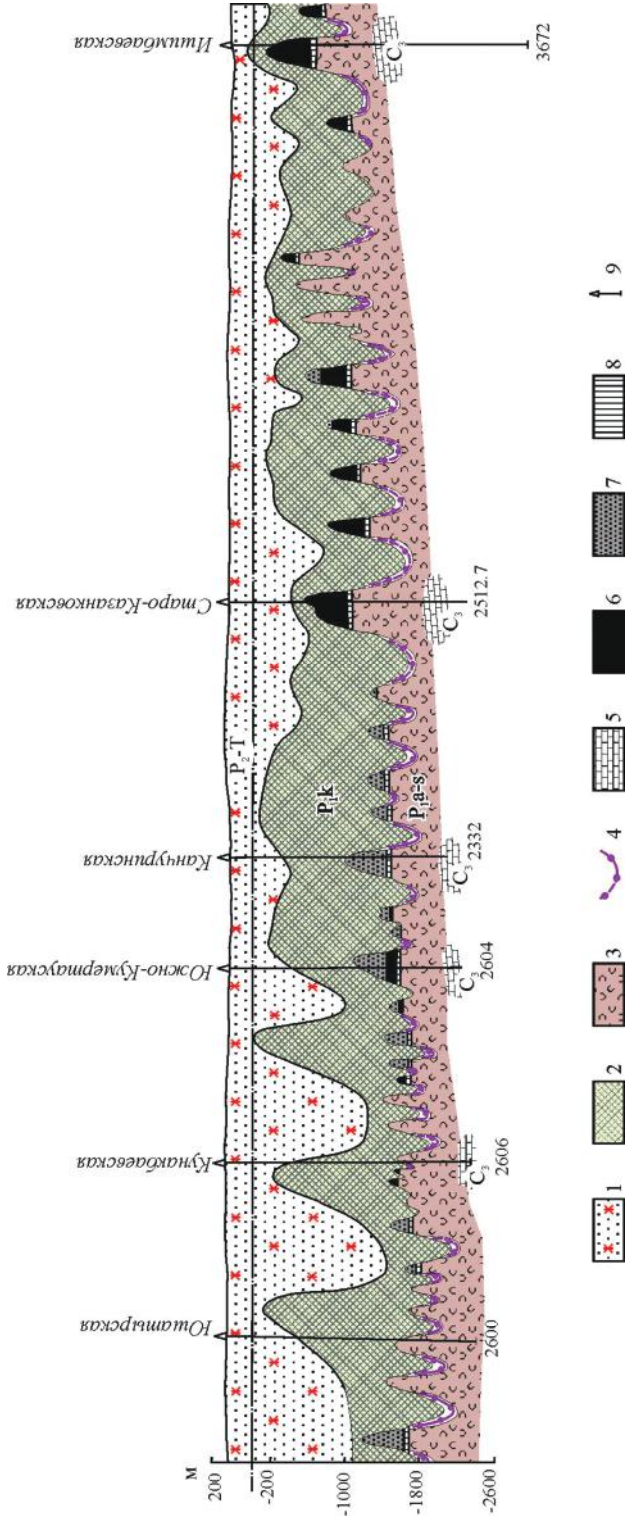


Рис. 3.20. Геологический разрез Бельского соленосного бассейна (рифовая зона Башкирского Предураля).
По [Корневский, 1973], с изменениями

1–5 – отложения: 1 – преимущественно терригенные красноцветные, 2 – каменная соль, 3 – карбонатно-рифогенные, 4 – углеродистые (депрессивные), 5 – карбонатные и глинисто-карбонатные; 6–8 – скопления углеводородов: 6 – нефть, 7 – газ, 8 – нефть окисленная; 9 – глубокие скважины

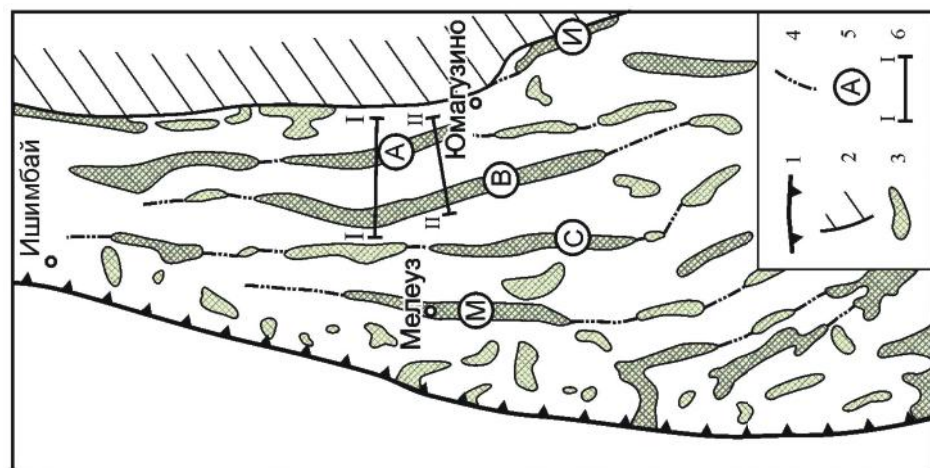
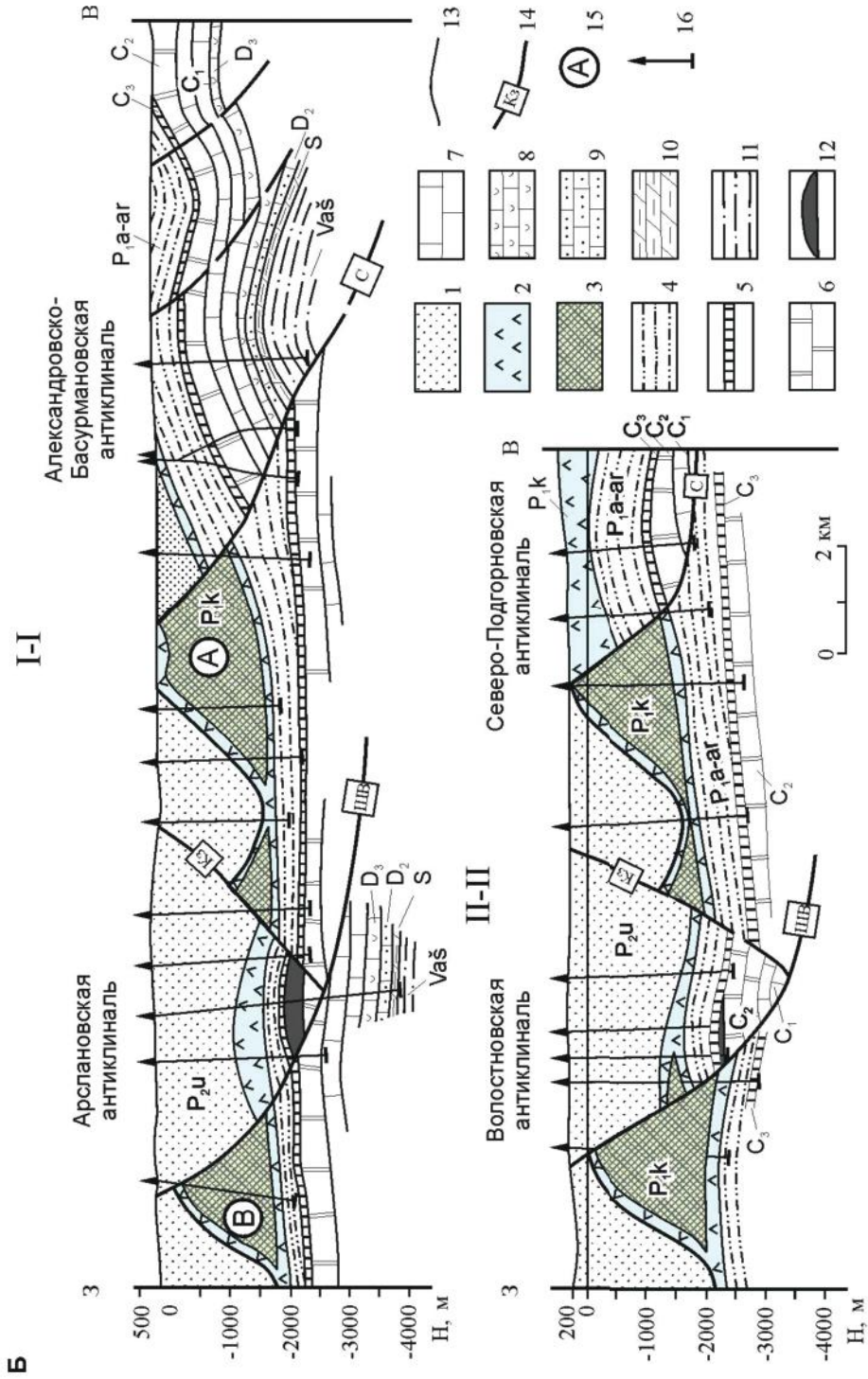
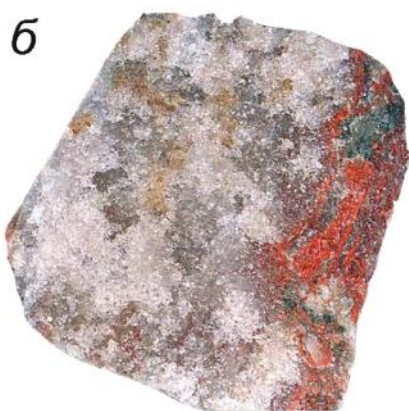
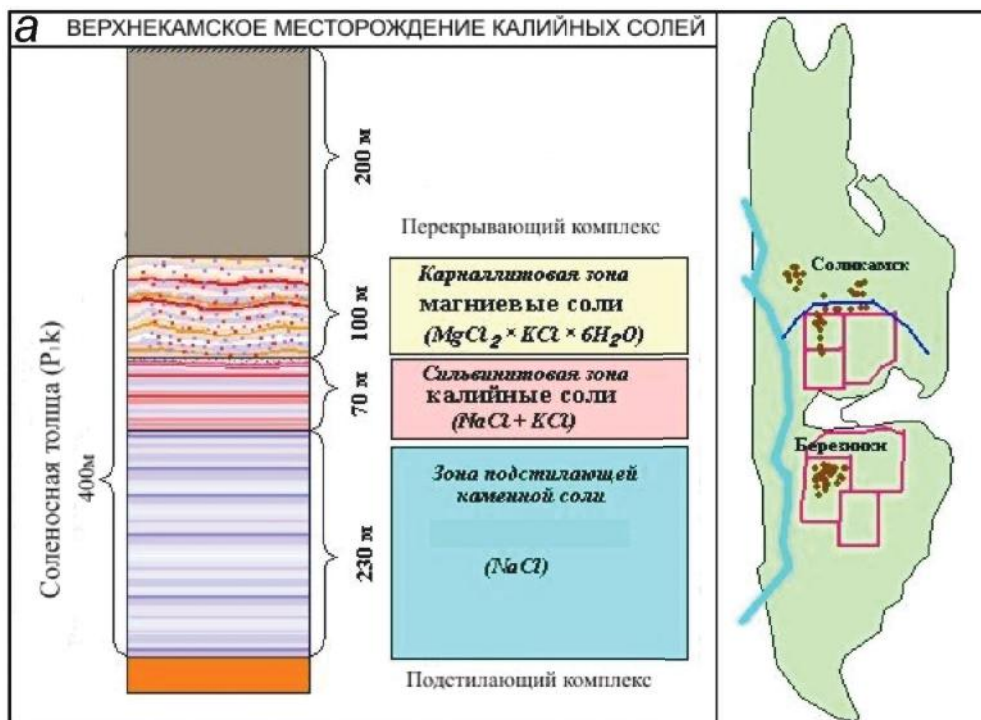


Рис. 3.21. Структуры кунгурских солей в Бельской впадине Предуральяского прогиба.
По [Казанцев и др., 2003]

А – схема размещения солянокупольных структур: 1 – западная граница впадины; 2 – область отступения отложений кунгура; 3–5 – соляные валы (3), их оси (4), названия (буквы в кружках, 5): А – Александровский, В – Воскресенский, И – Иртюбьякский, М – Мелеузовский, С – Смаковский; 6 – линии геологических разрезов.
Б – геологические разрезы Воскресенского и Александровского соляных валов в пересечении по линиям I–I и II–II: I – песчаники, алевролиты, аргиллиты верхней перми; 2, 3 – типы, ангидриты (2) и соли (3) кунгурского яруса нижней перми; 4 – песчаники, алевролиты, аргиллиты ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми; 5 – известняки, мергели, аргиллиты верхнего карбона; 6 – известняки и доломиты среднего карбона; 7 – известняки, доломиты с прослоями аргиллитов нижнего карбона; 8 – известняки верхнего девона; 9 – известняки, песчаники и аргиллиты среднего девона; 10 – мергели, доломиты и песчаники силура; 11 – песчаники, алевролиты, аргиллиты ашинской серии венда; 12 – залежи нефти; 13 – стратиграфические границы; 14 – линии надвигов (буквы в квадратах: ШВ – Шиханско-Вологатовский, Кз – Кинзбугатовский, С – Саратовский); 15 – соляные валы (буквы в кружках: В – Воскресенский, А – Александровский); 16 – скважины





За контуром ГФ для их латеральных обрамлений, главным образом западных, характерно почти полное отсутствие разновозрастных (кунгурских) образований. Лишь вдоль восточной окраины развита узкая полоса терригенных, в значительной мере грубообломочных слабосульфатоносных отложений, накопившихся в зоне горных подножий и прибрежных равнин, зажатых между растущими горными сооружениями Урала и солеродным бассейном. Эти слабосульфатоносные отложения представляют собой по сути окраинную градацию ГФ.

Залегают формация на разновозрастных образованиях. Во внутренних частях впадин, Прикаспийской и Предуральских, преимущественно на



Рис. 3.22. Верхнекамское месторождение калийных солей. Сайт «Верхнекамское месторождение»

a – положение калийных солей в разрезе (колонка) и географическое положение месторождения; *б, в* – калийные руды (серые и светло-серые слои – галит, красно-бурые – сильвин); *г* – разрез шахты

нижнепермских депрессионных глинисто-кремнисто-карбонатных отложениях; вдоль их бортовых зон на разновозрастных рифогенных комплексах, осложняющих бортовые уступы; в зарифовой зоне к северу от Прикаспийской и к западу от предуральских впадин на нижнепермских галогенных (преимущественно сульфатно-кальциевых) отложениях Волжско-Мезенского бассейна (ГФ 18, P_{1a-s}); вдоль восточных и южных периферийных зон на терригенных нижнепермских отложениях.

Формация согласно перекрывается уфимскими красноцветными терригенно-карбонатными и терригенными отложениями, слабосульфатносными, локально соленосными (ГФ 24, P_{2u}).

В пределах всех соленосных градаций широко проявлен галокинез, усиленный действием субгоризонтальных тектонических напряжений.

В палеотектоническом плане цепочка кунгурских ГФ Предуральского прогиба (их соленосных градаций) находится в западной приграничной субмеридиональной полосе Уральской складчато-надвиговой системы, локализуясь в одноименных звеньях краевого прогиба. Их размещение

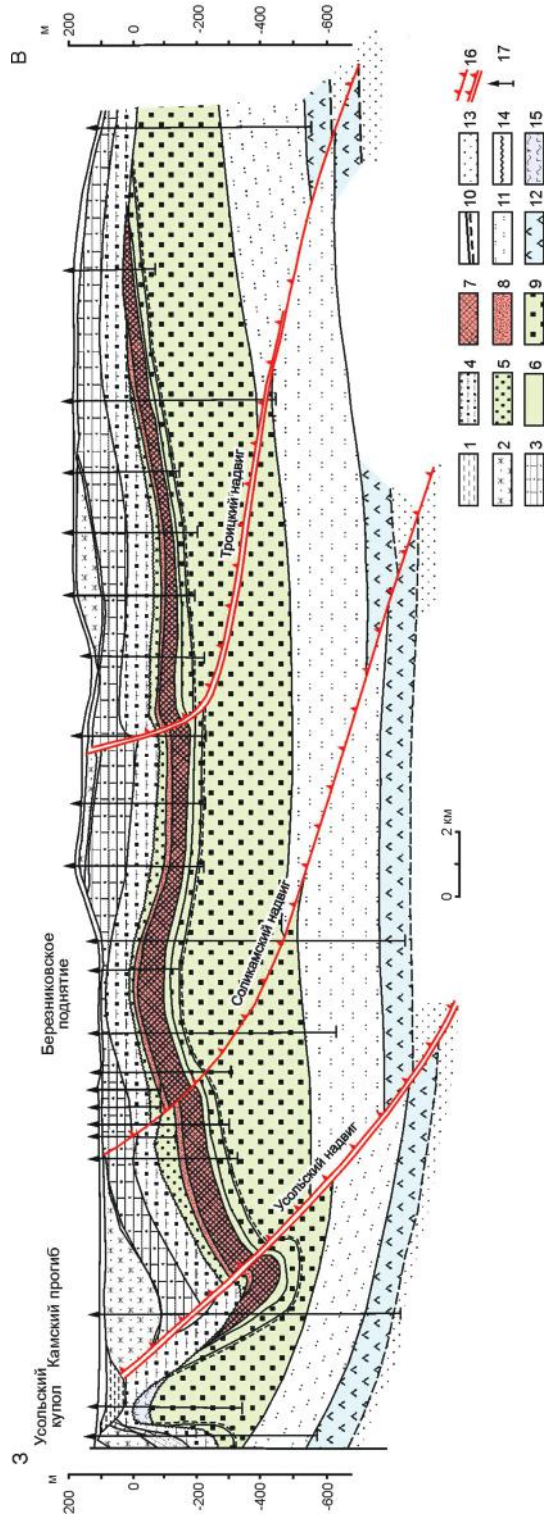


Рис. 3.23. Геологический разрез Верхнекамского месторождения калийных солей (Соликамский соленосный бассейн).
 Моделировано по [Джиноридзе и др., 2000, с. 49], с изменениями

1–4 – надсолевые комплексы: 1 – глинистый, 2 – пестроцветный, 3 – терригенно-карбонатный, 4 – соляно-мергельный; 5–10 – соляные комплексы: 5 – верхняя каменная соль, 6 – покрывная каменная соль, 7 – сильвин-карналлитовая зона, 8 – сильвинитовая зона, 9 – подстилающая каменная соль, 10 – маркирующий горизонт; 11–13 – подсолевые комплексы: 11 – преимущественно алевролитовый (нижнеиренский подгоризонт), 12 – ангидритовый (филипповский горизонт), 13 – терригенный (артинский ярус); 14 – поверхность подземного выщелачивания кровли соляной толщи; 15 – гипсово-глинистая «шляпа»; 16 – крупные надыги; 17 – скважины

отчетливо контролировалось рядом узких котловинных бассейнов, возникших при формировании краевого прогиба на фронте растущего Уральского орогена. С запада бассейны на многих участках были обрамлены рифогенными бортовыми уступами. Тектоно-седиментационная палеоситуация Прикаспийского бассейна более детально рассматривается ниже, вместе с характеристикой самого бассейна.

Комплекс полезных ископаемых, связанных с кунгурской ГФ, разнообразный и экономически высокозначимый. Главные из них: калийные и магниевые хлоридные и сульфатные соли, в том числе крупнейшие залежи калийных солей и бишофита, каменная соль, бораты, самородная сера, комплексное гидроминеральное сырье, связанное с поверхностными и подземными рассолами (Mg, Na, K, B, Br, I и др.); уникальные по масштабам месторождения газовой серы, избирательно локализованные в подсолевых рифогенных коллекторах и др. Основные концентрации большинства полезных ископаемых находятся в пределах Соликамского и Прикаспийского соленосных бассейнов. Эти два бассейна — Соликамский, наиболее экономически значимый, и Прикаспийский, один из крупнейших в мире, — охарактеризуем несколько подробнее.

Соликамский бассейн (ГФ 22, P₁k, рис. 3.22, 3.23) является первым в мире по общим запасам калийных солей, заключенных в кунгурской формации (48% мировых), и вторым после Западно-Канадского по подтвержденным (около 25%); при этом он заключает 95% подтвержденных запасов России [Кореневский, 1986; Минеральные ... , 1997].

Соленосность в бассейне распространена на площади ~6,5 тыс. км². Кунгурская соляная толща хлоридно-калиевого типа имеет мощность до 500–600 м. В верхней части разреза (мощностью 30–120 м) присутствуют хлоридные калийные и калийно-магниевые соли, представленные сильвинитом и карналлитом. Они выявлены на площади около 3,5 тыс. км². Глубина современного залегания 90–500 м.

В разрезе выделяются два калиеносных горизонта: нижний сильвинитовый (мощностью 20–25 м) с тремя пластами калийных солей (средней мощностью 1,2–5,1 м) и верхний сильвин-карналлитовый (мощностью 20–115, в среднем 60–70 м) с девятью пластами (мощностью от долей до 12–25 м). Содержание KCl в сильвинитах 20–30, в сильвин-карналлитовых породах KCl 8–26, MgCl₂ до 25%. Содержание K₂O в рудах бассейна 10–28, среднее 17,7%.

Разведано и разрабатывается Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей, уникальное по запасам калия (одно из крупнейших в мире, возможно, самое крупное), а также Br, Rb, Cs. Добыча калийных руд ведется шахтным способом на глубинах 250–350 м.

На Верхнекамском месторождении в галит-сильвинитовых породах в составе нерастворимых остатков обнаружены золото, серебро и платиноиды [Сметанников, Кудряшов, 1995], г/т: Au — до 0,5–2,5, Ag — до 111–172, Pt — до 10–24, Pd — до 2,1–3,4. Подобные содержания первоначально оценены как возможно промышленные. В ходе последующих исследований для золота получены существенно более низкие количественные показатели — до 0,25–0,48 г/т в единичных пробах (правда, из образцов с других участков месторождения), а наличие платиноидов не подтвердилось [Джигоридзе и др., 2000].

Прикаспийский бассейн (ГФ 20, P₁k, рис. 3.12–3.18). Кунгурская ГФ, развитая практически по всей площади бассейна (около 600 тыс. км²),

принадлежит к числу крупнейших в мире, является уникальным геологическим образованием.

На территории бассейна наиболее четко проявлено охарактеризованное выше деление разреза кунгурской ГФ на две различные части. Нижняя (филипповский горизонт) имеет сульфатно-кальциевый состав, повсеместное распространение, преимущественно субпластовое залегание при сравнительно небольшой выдержанной мощности. В западной части впадины и в пределах ее обрамлений горизонт сложен чередованием ангидритов и доломитов (до 200 м), в восточной части чередованием ангидритов, аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников и гравелитов (до 400 м). Верхняя, собственно соляная (солянокупольная) часть разреза (иреньский горизонт) образована мощным комплексом солей разных минерально-геохимических типов с прослоями ангидритов и терригенных пород. Соленасыщенность разреза достигает 60–80%. На востоке впадины и в Актюбинском Приуралье в разрезе ГФ выделяется еще надсолевая сульфатно-терригенная толща (мощностью до 600 м).

На большей части Прикаспийской впадины на площади не менее 400 тыс. км² в разрезе соляного комплекса, преимущественно в его верхней части, имеются многочисленные прослои хлоридных и сульфатных калийно-магниевых солей, разнообразные по составу и мощности. Выделяются два-три, иногда более калиеносных горизонта, сложенных сильвином, карналлитом, полигалитом, бишофитом, местами кизеритом, каинитом. Мощности горизонтов 5–40 м, содержание KCl 20–42%. Характерно наличие значительных концентраций бишофита; в западной части бассейна установлены его мощные залежи (рис. 3.12). Следует однако учитывать, что сведения о калийно-магниевых солях Прикаспийской впадины имеются пока преимущественно для ее обрамлений, в пределах же внутренних областей они характеризуют лишь сводовые части штоков, где состав вынесенных солей во многом определяется спецификой галокинеза, а сами соли изменены гипергенными процессами.

Основная масса солей Прикаспийского бассейна находится, как отмечалось, в разнообразных солянокупольных структурах – поднятиях, штоках, диапирах диаметром до 100 км и более (рис. 3.13, 3.24–3.28). Их общее количество свыше 1200. На глубине многие соляные тела сливаются в протяженные гряды. Характерны очень высокие градиенты (перепады) мощностей вблизи бортовых зон, особенно северной, западной и юго-западной. В штоках мощность превышает 7–9 км, в том числе пройденная скважинами более 5 км. Вдоль северного и западного обрамлений впадины залегание солей субпластовое, мощность до 1000 м и более. По общему объему соли (~1,5–2,5 млн км³) формация входит в число трех самых крупных в мире (вместе с триасово-юрскими солями Мексиканского бассейна и миоценовыми Средиземноморского).

Залегает ГФ во внутренних частях Прикаспийской впадины преимущественно на нижнепермских депрессионных глинисто-кремнисто-карбонатных отложениях с повышенной углеродистостью, вдоль обрамлений на рифогенно-карбонатных комплексах (D–P₁). Перекрыта мощными красноватыми континентальными и лагунно-континентальными молассами и молассоидами (P₂–T₁) с рядом уровней повышенной соле- и сульфатности – P_{2u}, P_{2kz}, P_{2t}, T.

Прикаспийская впадина является, по В. С. Журавлеву, тектонотипом экзогональных (узловых) синеклиз. Распределение кунгурских солей кон-

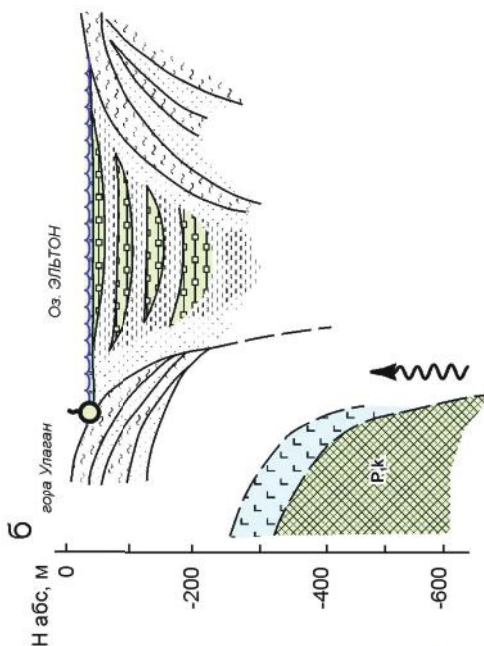
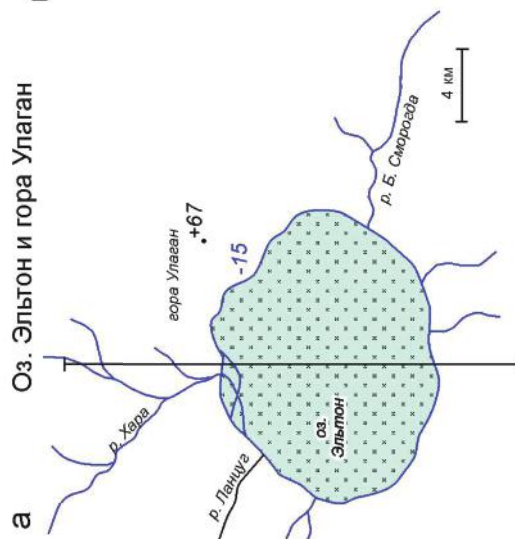
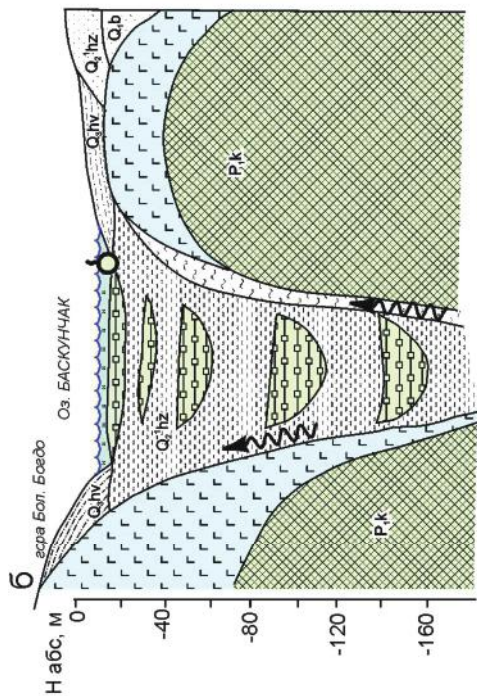
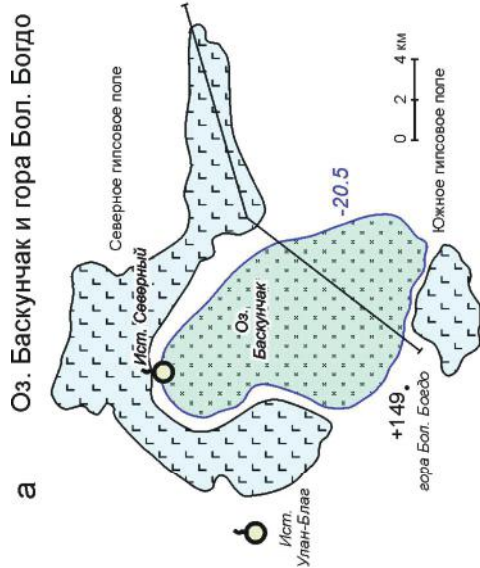
тролируется глубочайшей депрессионной структурой, зажатой между двумя сходящимися ветвями герцинских складчато-надвиговых систем. Тектоно-седиментационная ситуация кунгурского соленакопления рисуется достаточно определенно [Грачевский и др., 1976; Тектоническая ... , 1982; Рифогенные ... , 1990; и др.].

К его началу сформировалась глубочайшая (до 3–4 км, возможно, больше) некомпенсированная впадина с эпицентрами над зонами сочленения палеорифтогенных структур с резко сокращенной мощностью земной коры и локальным отсутствием «гранитного» слоя. Почти со всех сторон котловину ограничивали бортовые тектонические уступы, наиболее резко выраженные вдоль ее северной и западной границ, осложненные системой разновозрастных (D_3-P_1) рифогенных комплексов, ныне образующих почти непрерывное кольцо по периферии впадины. Во внутренней (котловинной) части впадины их замещали маломощные депрессионные глинисто-кремнисто-карбонатные осадки с повышенной битуминозностью. Во внешнем северном и западном обрамлениях впадины рифогенные комплексы замещались карбонатными мелководно-шельфовыми. На блоковых поднятиях фундамента вдоль периферических частей внутренней области развиты обширные атоллообразные карбонатные платформы, также с рифогенными обрамлениями.

Сформировавшийся к кунгурскому времени глубоководный бассейн был практически замкнутым. Прекращение его связи с Палеотетисом предполагается не позднее конца ассельского века. С Бореальным океаном была возможна лишь эпизодическая связь через Предуральский пролив. Последний представлял собой цепочку соединяющихся глубоководных узких котловинных бассейнов, возникших на фронте растущего Уральского орогена в связи с интенсивными погружениями при формировании краевого прогиба. Их заложение дополнительно контролировалось системой активизированных палеорифтогенных структур, субпараллельных краю платформы. Бассейны на многих участках были обрамлены рифогенными бортовыми уступами, образовавшимися в течение раннепермского времени вдоль западных краев депрессий и на разделяющих относительно поднятых блоках. Вдоль восточных бортов котловинных бассейнов за счет разрушения наступающих покровно-надвиговых сооружений были сформированы аккумулятивные склоны, сложенные сероцветной молассой мощностью до 2,0–2,5 км.

Последовавшее в кунгурское время заполнение глубоководных впадин мощнейшими соленосными комплексами с полной компенсацией и даже перекомпенсацией с перекрытием рифогенных обрамлений произошло геологически быстро и не прерывалось нормально-морским режимом. Оно осуществлялось на фоне завершающих фаз интенсивного сжатия со стороны двух наступавших фронтов надвигов формирующихся герцинских складчато-надвиговых систем – Уральской и Донецко-Карпинской.

Экономическая значимость кунгурской ГФ Прикаспийского бассейна высока и разнообразна. Запасы каменной соли практически неограниченны. Каменная соль добывается на Илецком месторождении (рис. 3.28). Залежи калийных солей известны более чем на 30 солянокупольных структурах. Их эксплуатация рентабельна преимущественно лишь в сводовых частях соляных куполов и на некоторых брахиантиклиналях в периферийных зонах бассейна. Балансовые запасы сильвинитов и полигалитов имеются на Эльтонском месторождении, а также на Индерском и Жилинском



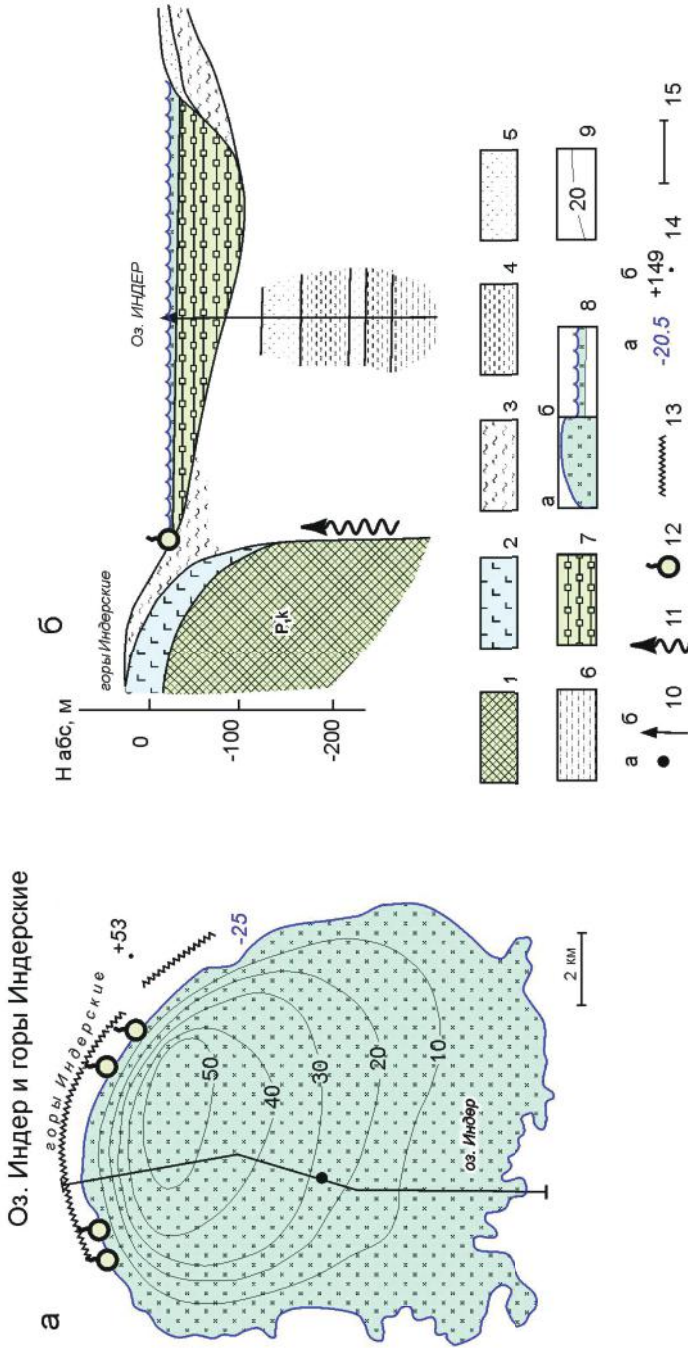


Рис. 3.24. Диаптры кунгурских солей Прикаспийского соленосного бассейна и связанные с ними четвертичные и современные соленосные отложения озер Баскунчак, Эльгон и Индер: *а* – планы, *б* – профили. Моделировано по [Валяшко, 1962; Певнев, 1968; Куриленко, 1997], с изменениями и дополнениями

1 – кунгурские соли (Р.к) в соляных диаптрах; 2 – породы диатрихов (гипсы, фрагменты пермских, триасовых и меловых пород, перекрывающие соли); 3 – глины (N₂ak); 4–7 – четвертичные озерные отложения: 4 – глинистые илы, 5 – пески, 6 – суглинки, 7 – соляные осадки (озерная соль); 8 – рассолы современных озер: *а* – на планах, *б* – на профилях; 9 – мощность озерных соленосных отложений; 10 – скважины: *а* – на планах, *б* – на профилях; 11, 12 – восходящие потоки рассолов (11) и очаги их разгрузки (12); 13 – уступы рельефа; 14 – абс. отметки над уровнем моря; 15 – абс. высоты; 15 – линии профилей



Рис. 3.25. Соляная гора Богдо (вверху) и рассольное озеро Баскунчак (вид с северного склона горы Богдо). Фото К. А. Гребенникова. Сайт «Озеро Баскунчак»

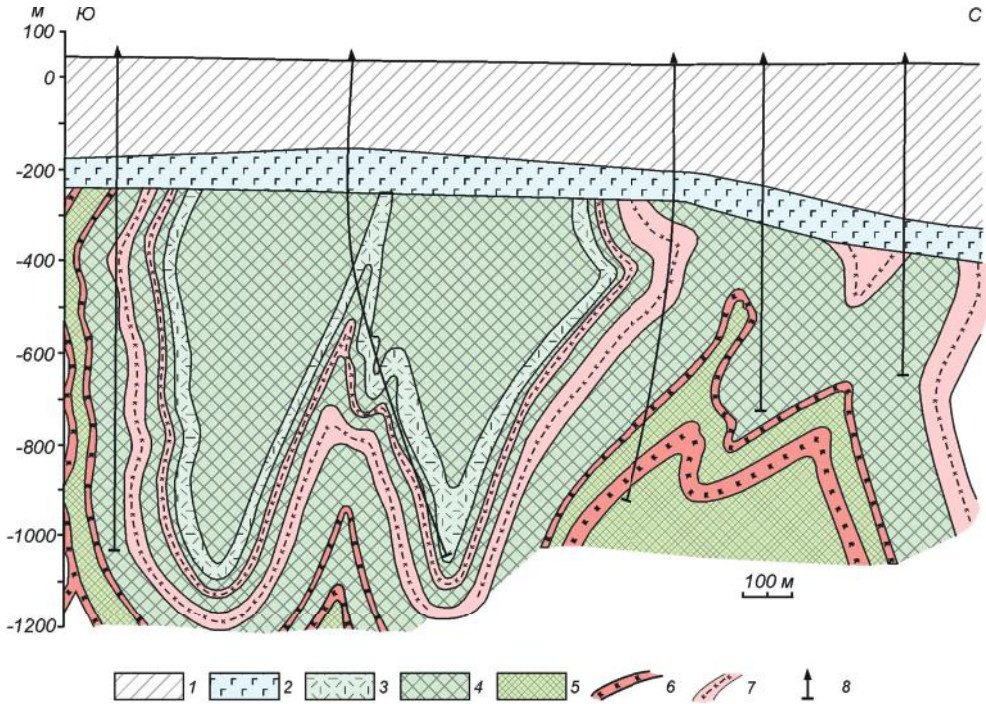


Рис. 3.26. Геологический разрез через залежь калийных солей Эльтонского соляного купола Прикаспийского соленосного бассейна.

Из [Высоцкий и др., 1988], с небольшими изменениями

1 – надсолевой комплекс пород; 2 – гипс-ангидритовый кепрок; 3–5 – каменная соль: 3 – «лодочковая», 4 – слоистая сульфатсодержащая, 5 – чистая бессульфатная (галитит); 6, 7 – калиеносные пласты: 6 – продуктивные, 7 – маркирующие; 8 – скважины

на территории Казахстана. Общие балансовые запасы Прикаспийского бассейна небольшие (50–100 млн т K_2O , ~0,5% мировых), однако прогнозные ресурсы весьма высоки: по наиболее перспективным куполам центральной части бассейна не менее 4–6 млрд т K_2O , а суммарно по всем куполам (без ограничения глубины залегания) не менее 40 млрд т [Корневский, 1986; Высоцкий и др., 1988].

Наряду с калием, Прикаспийский бассейн содержит уникальные запасы магния, заключенного в составе как смешанных калийно-магниевых солей, так и в собственно магниевых бишофитовых (рис. 3.12, 3.14), а также в высококонцентрированных подземных рассолах и рапе озер (до 70–120, при промышленных кондициях 1–5 г/л). Бишофитовые соли представляют собой новый минеральный вид сырьевой базы магния.

В областях близповерхностного нахождения солей, главным образом в солянокупольных структурах и их кепроках, известны многочисленные небольшие месторождения и проявления самородной серы, а также боратов, преимущественно остаточных (рис. 3.12, 3.14). Кепроки соляных куполов перспективны на месторождения тех и других [Неметаллические ... , 1984; Прогнозирование ... , 1990].

Глубинные подземные рассолы, помимо NaCl, обогащены K, Mg, Br, B и являются перспективным комплексным гидроминеральным сырьем.

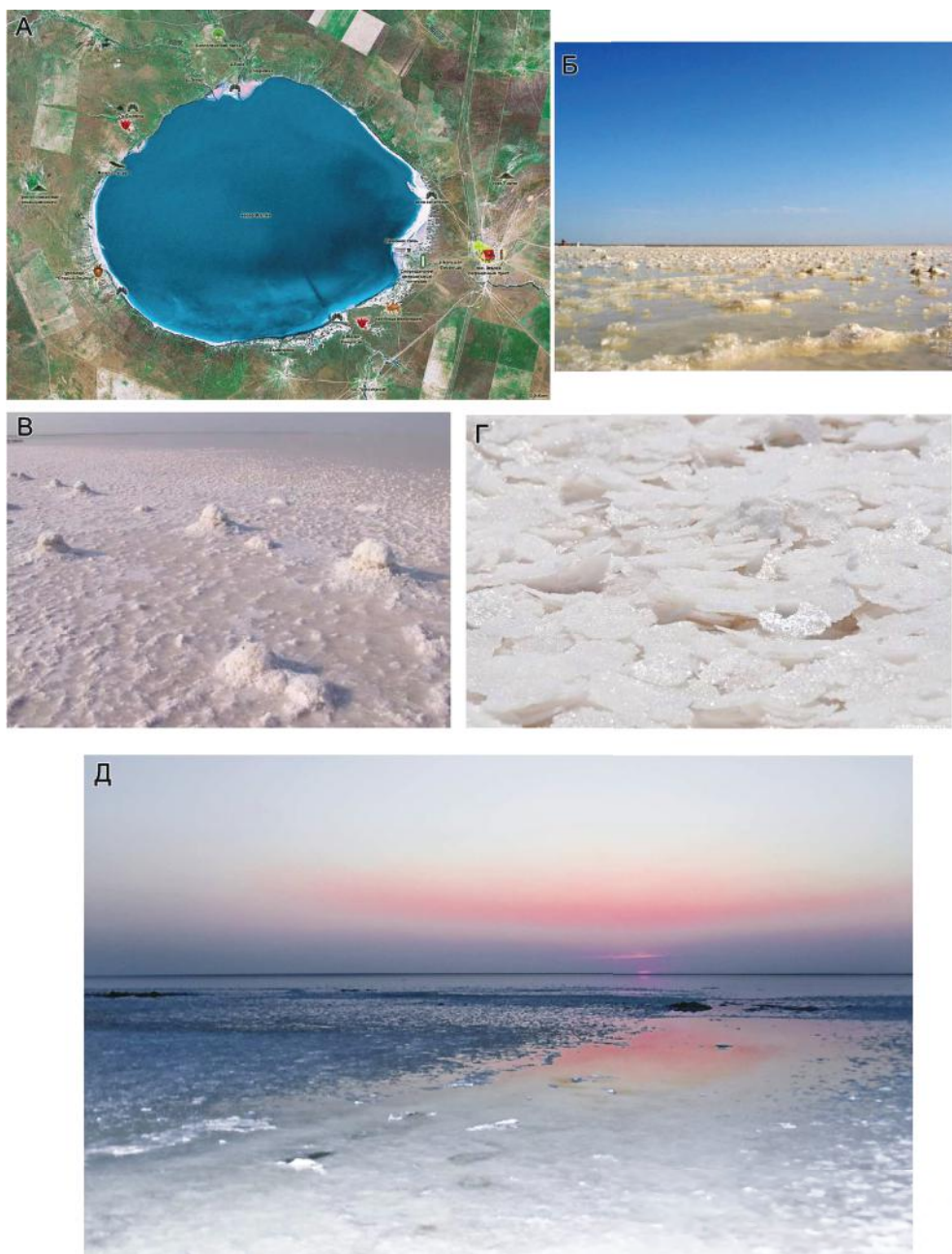


Рис. 3.27. Рассольное озеро Эльтон. Сайт «Озеро Эльтон»

А – вид на озеро Эльтон из космоса; Б–Д – виды озера

Прикаспийскому соленосному бассейну отвечает крупнейший нефтегазоносный бассейн и одновременно супергигант газовой серы (сероводородсодержащих газов). Подсолевые рифогенные коллекторы, вмещающие огромные запасы углеводородного сырья, содержат одновременно и уникальные концентрации газовой серы, в том числе гигантское Оренбургское, и самое крупное в мире Астраханское месторождения, а также крупнейшие месторождения Карачаганак, Каратон и Кашаган на смежных территориях Казахстана (рис. 3.12, 3.14, 3.17).

В разрезе Прикаспийского бассейна, помимо доминирующей кунгурской ГФ, известны и другие соленосные и сульфатоносные комплексы, присутствующие на ряде стратиграфических уровней. Соленосные образования выявлены на трех уровнях – P_2kz_2 , Т, Q, сульфатоносные еще на двух – P_2u , P_2t .

Из соляных толщ наиболее значительная верхнеказанская (P_2kz_2) установлена выше кунгурских солей в северо-западной части Прикаспийского бассейна, куда распространяется из смежной Бузулукской впадины, в которой она широко развита, хорошо изучена, является доминирующей и потому рассматривается ниже в составе Двинско-Бузулукского бассейна (ГФ 23, P_2kz_2). На территории же запада Прикаспийского бассейна площадь распространения верхнеказанских солей не установлена, однако может оказаться весьма значительной.

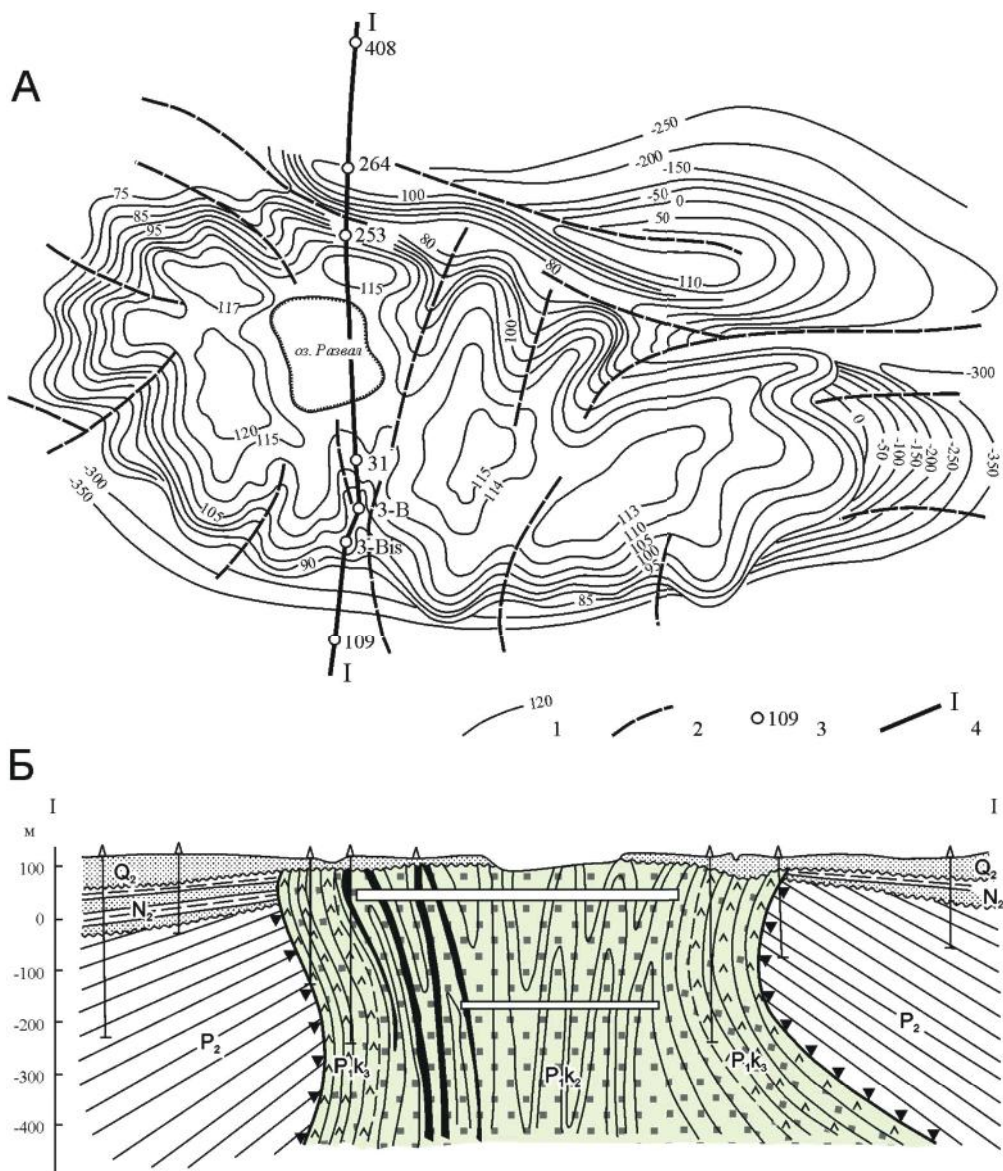
Помимо пермских, в разных частях впадины небольшие по мощности соляные толщи выявлены в разрезах триасовых отложений. Все они локализируются преимущественно в ареалах влияния солянокупольных структур и в их образовании прослеживается довольно отчетливое участие интенсивных восходящих палеоразгрузок кунгурских рассольно-соляных масс.

Среди четвертичных, в том числе современных, отложений широко распространены озерные соли преимущественно хлоридно-натриевого, а в современных осадках также сульфатно-натриевого типов. В частности, установлены значительные залежи каменных солей в разрезах четвертичных отложений структур Эльгон, Баскунчак – Эльгон-Баскунчакский бассейн, 26, $Q_{2,4}$ мощностью 100–>260 м (рис. 3.24), а также на территории Казахстана – Индер, $Q_{1,4}$, мощность >500 м и др. Формирование солей в течение четвертичного времени и в современную эпоху происходило и происходит в озерах, примыкающих к соляным поднятиям и обычно выполняющих древние и современные компенсационные впадины. Соленакплению способствует восходящая разгрузка высококонцентрированных рассолов, интенсивность которой возрастает при активном росте солянокупольных структур. Сопряженно с накоплением солей происходит интенсивное засоление континентальных отложений. Современные процессы соленакпления и засоления продолжают аналогичные процессы, протекавшие в разные отрезки четвертичного периода.

Современные осадки и рапа многих озер (как и глубинные подземные рассолы), помимо NaCl, обогащены К, Mg, В, Br и также являются перспективным комплексным сырьем.

Двинско-Бузулукский бассейн, 23, P_2kz_2 (гидрохимическая и соснавская свиты); хлоридно-натриевый тип, глинисто-карбонатный подтип, 1[2]Б; (рис. 3.29); [Иванов и др., 1960, 1972; Кореневский, 1973; Грачевский и др., 1976; Геологическое ... , 1985; Рифогенные ... , 1990].

Формация тянется широкой полосой север-северо-западного простирания, охватывая юго-западную часть Волго-Уральской антеклизы и вос-



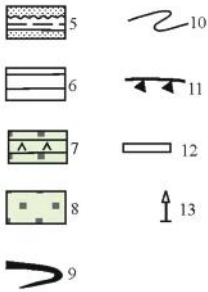
ток Московской синеклизы, а на юге распространяясь в пределы Прикаспийской впадины, где, по-видимому, занимает значительные площади в ее западной части. Мощность от 50–100 м в северной части территории до 150–450 м и более в южной.

ГФ представлена двумя градациями: галититовой (казанская соленосная толща) в Бузулукской впадине (в юго-западной части Волго-Уральской антеклизы) и в прилегающих частях Прикаспийской впадины, и сульфатно-кальциевой на остальной части территории. Южные границы распространения галититовой градации в пределах Прикаспийской впадины не прослежены и на карте проведены условно.

В



Рис. 3.28. Илецкое месторождение каменной соли, расположенное в Соль-Илецком соляном куполе Прикаспийского соленосного бассейна: *A* – структурная карта поверхности соляной толщи; *B* – геологический разрез по линии I–I; *B* – шахта в соляном куполе на глубине 300 м. *A, B* – по А. Е. Атееву [Геология и полезные ... , 1974], с изменениями; *B* – фото из Интернета



1 – изогипсы; 2 – дизъюнктивные нарушения; 3 – разведочные скважины; 4 – линия геологического разреза; 5 – четвертичные и неогеновые отложения (Q_2, N_2); 6 – верхнепермские отложения (P_2); 7–10 – кунгурская толща (P_1k): 7 – сульфатно-соляные отложения (P_1k_3), 8 – каменная соль (P_1k_2), 9 – маркирующий пласт (соляная радуга), 10 – внутрикупольная складчатость; 11 – зона брекчирования; 12 – горные выработки; 13 – разведочные скважины

В разрезах ГФ, в обеих ее градациях, отчетливо выражена и хорошо изучена разнопорядковая цикличность [Грачевский и др., 1976; Иванов и др., 1972; Корневский, 1973; и др.], особенности которой во многом отражают типичные общие черты строения ГФ и могут служить эталонными. Поэтому охарактеризуем их несколько подробнее. Галититовая градация, вместе с подстилающими нижнеказанскими отложениями, рассмотрена в составе одного полного седиментационного макроцикла (цикла первого порядка), в котором ГФ составляет верхний галогенный член, а подстилающие депрессионные и рифогенные комплексы – нижний. В разрезе галогенного члена выделяются два цикла второго порядка.

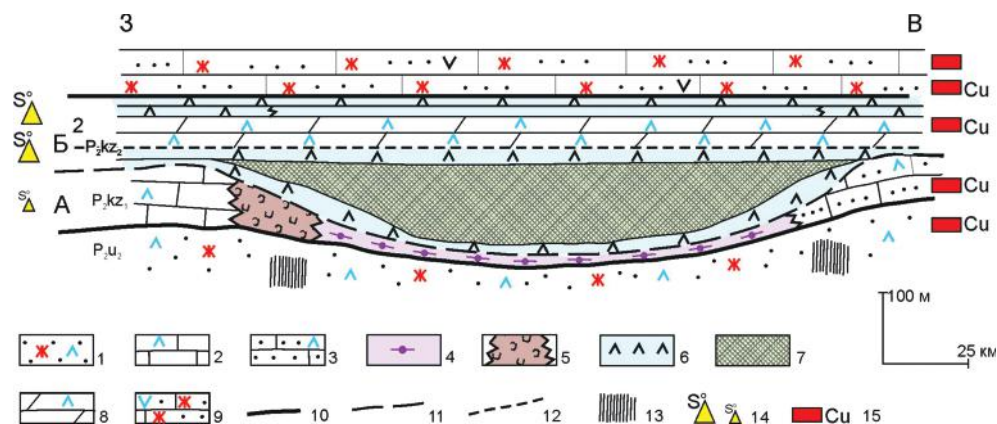


Рис. 3.29. Формационный профиль верхнепермских отложений Двинско-Бузулукского соленосного бассейна. Из [Рифогенные ... , 1990], с дополнениями

1 – континентальная терригенная красноцветная слабосоленосная формация (P_{2u_2}); 2–5 – морская глинисто-карбонатная формация (P_{2kz_1} , калиновская свита), комплексы пород: 2 – карбонатный, слабосульфатноносный, 3 – карбонатно-терригенный, слабосульфатноносный, 4 – депрессионный карбонатно-глинистый с повышенной углеродистостью (доманиковского типа), 5 – биогермный; 6–8 – галогенная формация (P_{2kz_2} , гидрохимическая и соснавская свиты), комплексы пород: 6 – ангидритовый, 7 – соляной, 8 – глинисто-карбонатно-ангидритовый; 9 – континентальная карбонатно-терригенная пестроцветная формация, иногда слабосульфатноносная (P_{2t}); 10 – границы галогенного макроцикла; 11 – граница между нижним (А) и верхним (Б) членами макроцикла; 12 – границы между циклами второго порядка; 13 – зоны нарушений; 14, 15 – основные уровни рудоносности: 14 – месторождения и проявления серы самородной Средневожского сероносного бассейна, 15 – проявления медистых песчаников и сланцев Приуральской меденосной провинции

Разрез нижнего из этих циклов, отвечающего гидрохимической свите, состоит из трех сопряженных элементов, типичных для галогенных членов макроциклов (снизу вверх): нижний ангидрит – соляная толща – верхний покровный ангидрит. Нижний ангидрит в центральной части депрессии представляет собой маломощную (от нескольких до 10–15 м, редко больше) пачку ангидритов с прожилками доломитов, с примесью песчано-алевритового материала и мелкими вкрапленниками розового галита. На склонах ему соответствуют пологие ангидритовые «подушки» (до 30–40 м). Соляная толща имеет форму линзы (до 140–165 м), выклинивающейся на бортах. Она расслоена единичными (до 5) прослоями ангидрита, разделяющими пласты соли (мощностью от нескольких до 84 м). Характерна незначительная примесь негалогенного материала. В южном направлении наблюдается рост мощности солей и соленасыщенности разреза (до 65–90%). Верхний ангидрит образует слой мощностью от нескольких до 10–15 м, иногда больше. На бортах депрессии разрез цикла представлен лишь пачкой ангидрита (до 30–35 м). В ее основании отмечаются следы размыва и стратиграфического несогласия. Так, к северо-западу от впадины прослежена вытянутая к северу заливообразная полоса сульфатно-терригенных пород с отчетливыми признаками потоковой динамики; встречен конгломерат из галек подстилающего доломита с гипсовым цементом и т. д.

Разрез верхнего цикла второго порядка, отвечающего соснавской свите, состоит из тех же трех элементов. Мощность среднего из них – соленосно-

го — значительно меньше, чем в нижнем цикле. Однако к юг-юго-западу, как и в нижележащем цикле, происходит возрастание его мощности (до 180–260 м) и соленасыщенности (до 50–70%), так что различия в строении верхнего и нижнего циклов сглаживаются.

Особый интерес представляет нижний подгалогенный элемент цикла первого порядка с широко развитыми рифогенными и депрессионными образованиями. В его строении участвуют три литофациальных комплекса [Грачевский и др., 1976]: западная бортовая зона сложена мощными (до 100 м) рифогенными образованиями, восточная известняково-терригенными такой же мощности, а в центральной депрессионной зоне их резко замещает маломощная (несколько метров) пачка темно-серых и черных тонкослоистых битуминозных глин и мергелей доманикового облика. Контурсы депрессионной зоны определяют контурсы соленосной толщи. Вероятно продолжение палеодепрессии и обрамляющих ее рифогенных построек далее к северу, вдоль западного склона Вятского вала, к р. Пинега и в бассейн р. Кулой.

Вторая градация ГФ сульфатно-кальциевого типа представлена глинисто-доломито-ангидритовой толщей мощностью 50–100 м (до 150 м), также имеющей цикличное строение. Выделяются двучленные циклы второго порядка мощностью 20–30 м. Их нижние члены слагаются доломитами с морской фауной, верхние ангидритами (до 5–10 м) или ангидрито-доломитами с колеблющимся соотношением ангидрита и доломита, с прослоями мергелей и глин, а на востоке красноцветных алевроито-глинистых пород. Сульфатонасыщенность 30–50%, возрастает к югу.

По составу негалогенных компонентов формации устанавливается латеральная зональность. В западной зоне преобладает карбонатный материал с подчиненным количеством глинистого, в восточной появляются значительная примесь обломочного. Эти зоны примерно соответствуют таковым и в подстилающей нижеказанской морской глинисто-карбонатной формации, в которой западная часть преобладающе карбонатная (фации закрытого шельфа), а восточная — терригенно-карбонатная (прибрежно-морские фации). Таким образом, по составу негалогенного материала ГФ наследует общий характер (и типы) предшествовавшего морского осадконакопления.

По латерали ГФ фациально замещается на востоке терригенными красноцветными отложениями, на север-северо-востоке в Притиманье известняками и мергелями. Перекрывается ГФ лагунно-континентальными отложениями пестроцветной карбонатно-терригенно-галогенной формации (ГФ 25, P₂t).

Пространственное положение ГФ отвечает системе палеорифтогенных структур, активных в герцинском цикле. Контурсы ее субмеридиональной полосы близки к Бузулукско-Кушумской и Вятской палеоструктурам, параллельным герцинидам Урала, область северо-западного раздува — к Солигаличскому звену Среднерусской. Формирование ГФ сопряжено с одной из фаз инверсионного развития этой системы, резонансной фазам сжатия и надвигообразования в герцинидах Урала.

Образование формации соотносится с регрессивной стадией средневерхнепалеозойского этапа развития чехла платформы, с регрессивной же фазой трансгрессивно-регрессивного цикла II порядка, сопряженного с временной ингрессией моря в раннеказанское время. Морской бассейн представлял собой внутреннее, на большей части территории относительно

мелководное эпиконтинентальное море заливообразной формы, прослеженное от Бореального моря на севере до Прикаспийской впадины на юге, и от предгорной (предуральной) суши на западе до относительно выровненной суши на востоке на востоке до относительно выровненной суши на западе. Важная особенность бассейна — возникновение в его южной части к началу галогенеза некомпенсированной депрессии, вместившей позднее соленосные отложения. Депрессия заложилась, по-видимому, по тектоническим швам, ограничивающим северный отрезок Бузулукско-Кушумской палеорифтогенной структуры. Формирование депрессии как впадины с некомпенсированным типом осадконакопления показано М. М. Грачевским [1976]. Южная область Бузулукской депрессии, возможно, представляла собой залив значительно более крупной Прикаспийской. Существуют, правда, иные трактовки генезиса подсоловой депрессии. Так, Н. Н. Форш доказывал ее эрозионное происхождение, против чего высказывался ряд серьезных возражений [Грачевский и др., 1976]. По нашему мнению, нельзя полностью противопоставлять эти два представления. Само возникновение депрессии могло стимулировать глубокое эрозионное расчленение, да и причины этих процессов могли быть общими. Разные решения имеет также и вопрос о возрастном соотношении шельфово-карбонатной, рифогенной и соляной толщ, залегающих практически на одном гипсометрическом уровне и сменяющих друг друга по латерали на небольшом расстоянии. Наряду с изложенным представлением о более молодом, относительно карбонатов, возрасте солей, иногда предполагается их одновозрастность с наличием между ними фациальных переходов.

Бузулукская впадина может служить примером палеодепрессии сравнительно ограниченного(?) размера (правда, возможно, лишь залива значительно более крупной Прикаспийской позднеказанской палеодепрессии), возникшей в пределах внутреннего эпиконтинентального бассейна в зоне мелководно-шельфовых фаций и их перехода к прибрежным. Разрез галититовой градации, выполняющей палеодепрессию, может рассматриваться как типовой для такого рода обстановок — для одного седиментационного цикла. Типовыми являются и пространственно-временные взаимоотношения между рифогенными и депрессионными отложениями с одной стороны и перекрывающими их более молодыми галогенными с другой. Наличие депрессии во многом определило морфологию и строение ГФ, характер и распределение в ней галогенных компонентов, а место депрессии в пределах фациального профиля морского бассейна — состав негалогенного материала формации.

В заключение следует отметить, что отрезок Бузулукско-Кушумского грабена, с которым связано возникновение Бузулукской палеодепрессии, на протяжении каменноугольного и пермского времени последовательно контролировал положение контуров целого ряда ГФ сульфатно-кальциевого типа: C_1v_3 (14), C_1s (15), C_2m_2 (16), C_3g (17), галититовых градаций кунгурских P_1k (20, 21, 22) и казанских P_2k_2 (23) ГФ, а также зону раннеказанских рифов, ограничивающую распространение казанских солей (рис. 3.30). Все эти образования, хотя и не строго наследовали положение предыдущих, однако в целом занимали довольно близкое положение.

С ГФ связаны месторождения каменной соли, гипса и ангидрита. На обширных территориях к ней приурочены меденосные отложения. Максимально они локализованы в пределах Вятско-Камской зоны, вытянутой с северо-запада на юго-восток вдоль восточной границы ГФ протяженной (более 400 км) полосой шириной 50–70 км. В ее пределах известно более

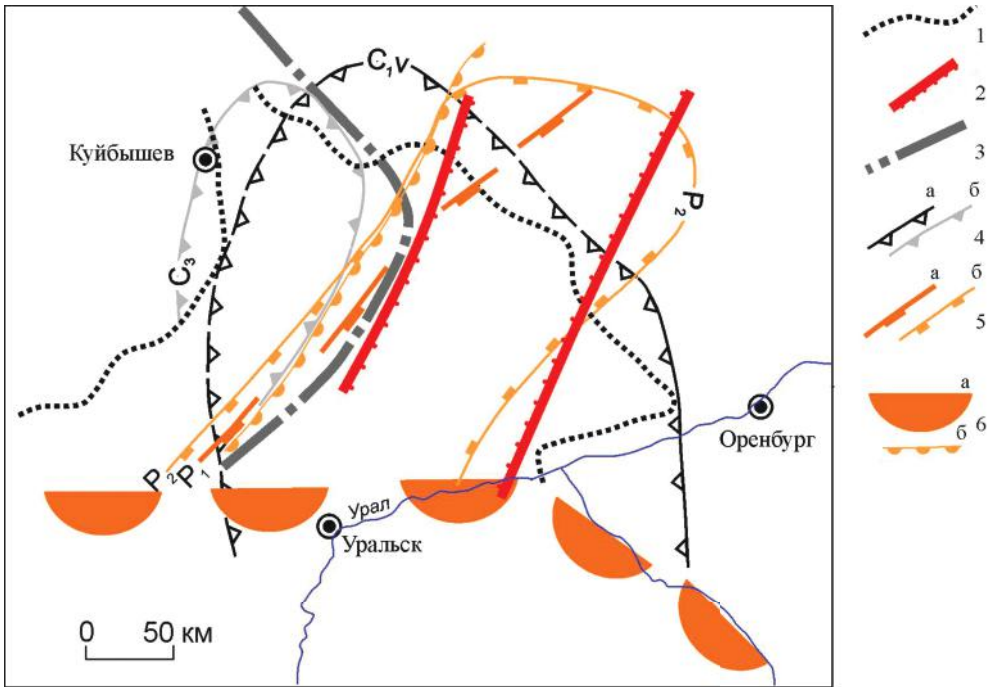


Рис. 3.30. Схема расположения разновозрастных галогенных и рифогенных формаций в зоне Бузулукско-Кушумского грабена.

Обобщение по материалам М. М. Грачевского, Р. Н. Валева, П. Н. Ефремова и др. [Рифогенные ... , 1990]

1 – контур Бузулукской впадины; 2 – граничные разломы Бузулукско-Кушумского грабена; 3 – осевая зона нижнекаменноугольного прогиба на Бузулукском участке Камско-Кинельской системы прогибов; 4 – границы распространения галогенных формаций сульфатно-кальциевого типа: а – C_1v (ГФ 14), б – C_3g (ГФ 17); 5 – границы распространения соляных толщ галогенных формаций: а – P_1k (ГФ 20), б – P_2kz_2 (ГФ 23); б – зоны рифогенных обрамлений палеодепрессий: а – Прикаспийской (P_1), б – Бузулукской (P_2kz_1)

500 мелких месторождений и проявлений медистых песчаников и сланцев, из которых уже в XVIII–XIX вв. добывали руду [Наркелюн и др., 1983; и др.]. Меденосны пестроцветные отложения переходной зоны от морских к континентальным. Распределение оруденения в разрезе неравномерное, дискретное. Наиболее оруденелые горизонты приурочены к границе нижне- и верхнеказанских отложений. Характерны локализации оруденения в сероцветных, чаще темно-серых слоях и прослоях, обогащенных органическим веществом, залегающих среди пестро- и красноцветных пород, а также значительная обогащенность оруденелых участков углефицированными древесными и другими растительными остатками и раковинным материалом, часто замещенным кремнистым и сульфидным веществом. Помимо меди, присутствуют повышенные содержания Ag, а также Co, Ti, Cr, Mn [Наркелюн и др., 1983; и др.].

Медистые песчаники и сланцы широко распространены также в подстилающих и перекрывающих верхнепермских сульфатоносных комплексах – в уфимских (ГФ 24, P_2u) и татарских (ГФ 25, P_2t). Месторождения

и проявления известны в трех зонах (прил. 3.1, 3.2; табл. 3.12): Пермской, Северо-Приуральской (P_{2u}) и Южно-Уральской (P_{2t}).

С верхнеказанской ГФ связаны довольно значительные, хотя и не эксплуатируемые ныне экзогенные месторождения самородной серы Средневолжского сероносного бассейна (Водино, Сырейско-Каменнодольское, Алексеевское и др.). Проявления серы известны и в подстилающих нижеказанских отложениях. Отмечаются также проявления сероводородсодержащих газов.

* * *

Выполненный анализ позволяет наметить ряд особенностей и закономерностей пространственно-временного распространения ГФ на территории Восточно-Европейской платформы, которая по широте распространения ГФ, их разнообразию и изученности может служить эталоном.

Галогенные образования в том или ином количестве присутствуют в разрезе чехла более чем на половине общей площади. Во многих бассейнах они развиты на двух-трех (и даже более) уровнях разреза. Всего на российской части территории Восточно-Европейской платформы установлено 27 ГФ. Характер распределения неравномерный. В пределах западного сегмента насыщенность галогенными образованиями минимальна. Для центрального сегмента характерны ГФ, сравнительно небольшие по мощности, но значительные по площади распространения, контролируемые звеньями рифейско-палеозойских палеорифтовых систем. Восточный и юго-восточный сегменты наиболее насыщены ГФ, которые развиты здесь практически на всей территории, чаще на двух-трех уровнях разреза, и характеризуются максимальными мощностями и максимальной полнотой галогенеза.

Практически все ГФ платформы локализованы в разрезах плитного комплекса чехла. В составе раннеавлакогенного позднепротерозойского комплекса, изученного слабо, известны лишь проявления и косвенные признаки сульфато- и соленосности. Проявлены два основных крупных стратиграфических интервала локализации ГФ. Это D_2-P , отвечающий герцинскому циклу, и существенно менее масштабный V_2-D_1 , отвечающий байкальско-каледонскому. В пределах первого столь же четко обозначаются два более узких интервала — P_{1-2} и D_{2-3} . Из них пермский наиболее значительный. Для второго интервала в пределах российской части платформы также характерны два уровня — V_2-E и O_2-S_1 , однако здесь весь интервал выражен нечетко, особенно верхний его уровень.

Среди разных геохимических типов ГФ по распространенности (и во времени, и в пространстве) доминируют формации сульфатно-кальциевого типа. Галититовый тип установлен лишь на трех уровнях — P_{1-2} , D_{2-3} , и V_2-E ?, из которых два первых совпадают с уровнями наиболее широкого распространения ГФ. Калиеносность выявлена на тех же двух уровнях (P_{1-2} и D_{2-3}), а на третьем (V_2-E ?) установлены только ее слабые проявления. Формации сульфатно-калиевого типа среди калиеносных вообще наиболее редкие, характерны лишь для пермского уровня (Прикаспийский и Балтийский бассейны), который выделяется максимальной интенсивностью для всех типов галогенеза.

Легко видеть, что в обоих основных интервалах галогенеза — D_{2-3} и P_{1-2} — нижние коррелируются с ранними фазами тектонических циклов, верхние с завершающими. Одновременно они отвечают соответственно

уровням перехода от трансгрессивных стадий развития чехла платформы к инундационным и от последних к регрессивным.

Областями наибольшей локализации ГФ являются окраины платформы, прежде всего крупнейшая Прикаспийская угловая синеклиза и система предуральских краевых прогибов. Депоцентры большинства ГФ контролируются палеорифтовыми структурами разного масштаба и их тектоническими производными – окраиннократонными краевыми системами и внутрикратонными надрифтовыми прогибами.

Общие интервалы соленакопления в разных частях платформы коррелируются с интервалами (циклами) активности в ближайших к ним подвижных поясах, а уровни развития ГФ – с отдельными в них фазами диастрофизма в их пределах. В конкретных палеоструктурах уровни галогенеза подчинены этапам и отдельным импульсам их активного развития.

Таким образом, два фактора выступают в качестве контролирующих в пространственно-временном размещении ГФ Восточно-Европейской платформы: активные краевые и палеорифтогенные системы и фазы активности их развития.

По геолого-минерагеническим и экономическим показателям наибольший интерес представляет ряд пермских формаций: кунгурские в предуральских (Соликамском и Бельском) и Прикаспийском бассейнах, казанская в Двинско-Бузулукском и цехштейновая в Прибалтийском бассейне (фрагмент крупнейшего Центрально-Европейского бассейна).

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ И БАРЕНЦЕВОМОРСКАЯ ЭПИДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛАТФОРМЫ

В пределах эпидокембрийских Тимано-Печорской и Баренцевоморской платформ ГФ довольно широко распространены на территории Печорской плиты и локально установлены в ряде грабеновых структур в акватории Баренцева моря.

ПЕЧОРСКАЯ ПЛИТА

В разрезе фанерозойского осадочного чехла Печорской плиты мощностью от 2–3 до 6–8 км известно 11 ГФ, разных по мощности и площади, развитых в стратиграфическом интервале от O_3 до P_1 (рис. 3.31–3.35). Все они связаны с каледонским и герцинским комплексами чехла.

Наиболее значительные ГФ установлены в следующих бассейнах: в Верхнепечорском – хлоридно-калиевого типа, P_1k ; в Косью-Роговском – хлоридно-натриевого типа, $O_3-S_1(?)$; в Печорском – четыре ГФ сульфатно-кальциевого типа, $O_3a\check{s}$, S_1l , D_3f_2 и D_3fm_2 ; в Печорско-Новоземельском – сульфатно-кальциевого типа, C_1s_{1-2} .

На территории Печорской плиты находятся два наиболее северных звена цепочки соленосных бассейнов, контролируемых глубокими окраиннократонными прогибами, примыкающими с запада к Уральскому палеозойскому подвижному поясу. Из них один, самый северный Косью-Роговской, 37, $O_3-S_1?$, связан с его заложением, а второй, южный Верхнепечорский, 34, P_1k – с замыканием, будучи одним из трех одновозрастных соленосных бассейнов, возникших при формировании Предуральских краевых прогибов.

Рис. 3.31. Схема корреляции, отражающая пространственно-временное распространение галогенных формаций Тимано-Печорской и Баренцево-морской эпидокембрийских платформ. Сост. Г. А. Беленицкая

Усл. обозн. см. на рис. 3.2

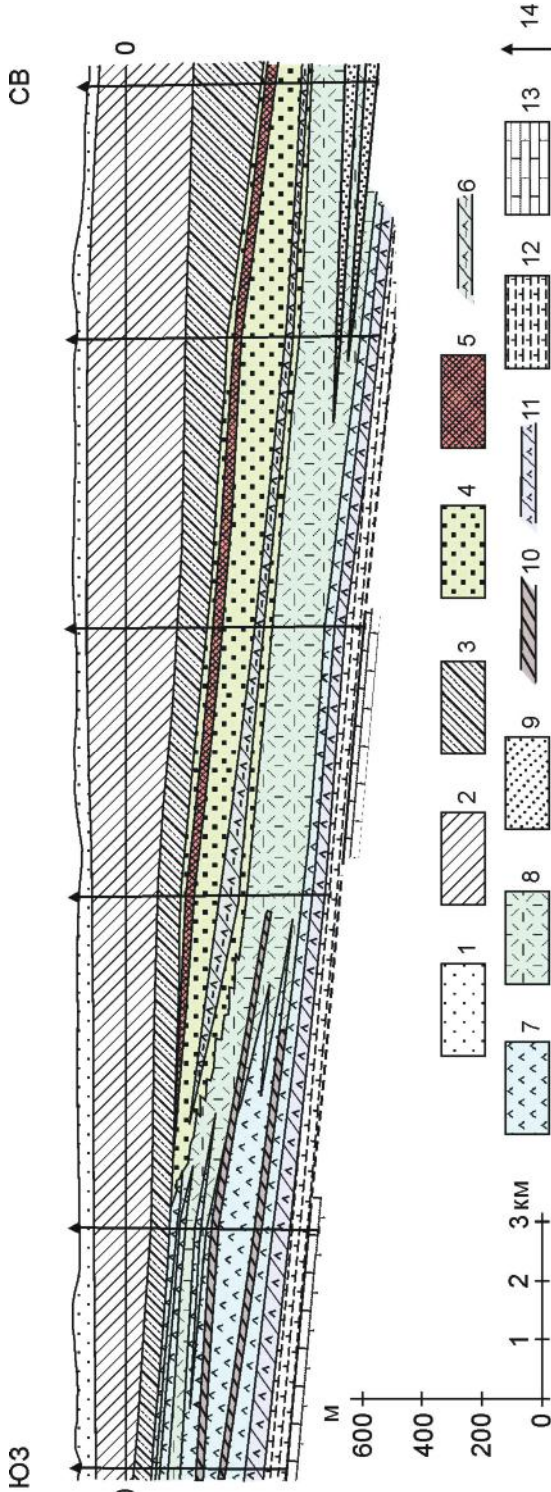


Рис. 3.32. Схематический геологический разрез Верхнепечорского месторождения калийных солей Верхнепечорского соленосного бассейна. По [Иванов и др., 1960, 1972]

1 – четвертичные отложения; 2 – верхнепермские песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины, мергели; 3 – соликамский горизонт – аргиллиты, мергели, глины, часто загипсованные, прослой доломитов, песчаники, алевролиты; 4–10 – иренский горизонт (Р_{1к} ир): 4 – каменная соль, 5 – калийные соли, 6 – соленосные глинисто-ангидрито-доломитовые породы, 7 – ангидритовые породы, 8 – глины, мергели, аргиллиты соленосные, 9 – песчаники, 10 – доломиты; 11 – филипповский горизонт (Р_{1к} ф) – ангидриты и доломиты; 12, 13 – верхнеарктические отложения: 12 – глины, аргиллиты, мергели, 13 – известняки; 14 – скважины

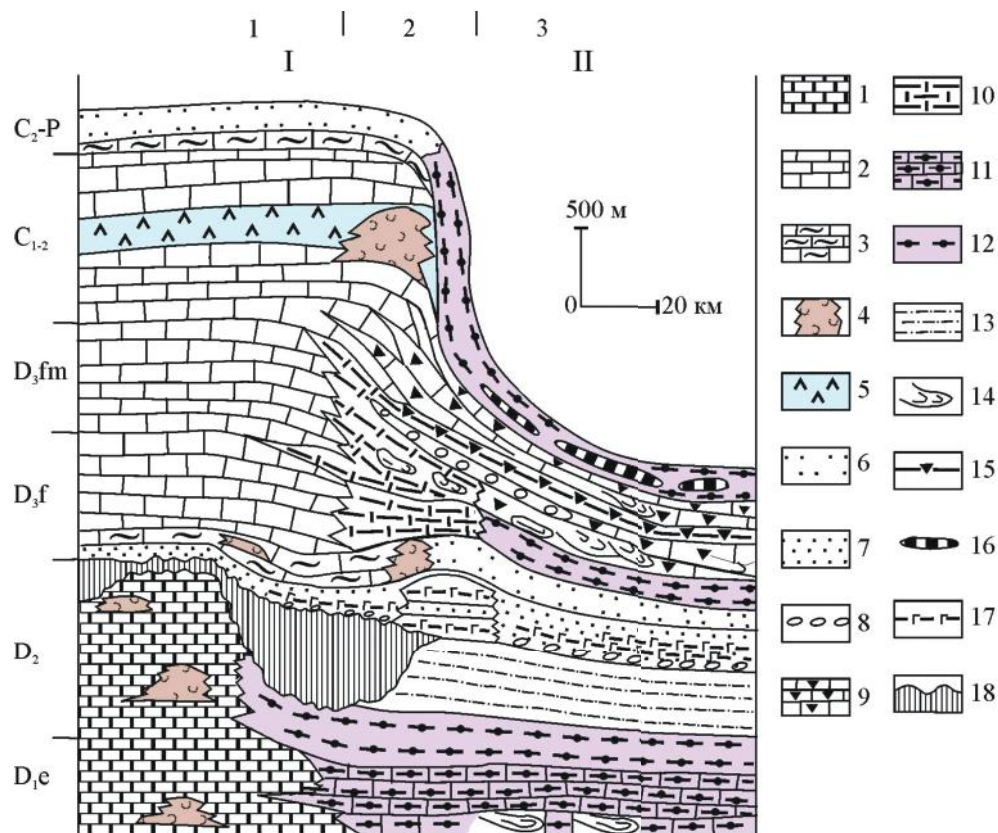


Рис. 3.33. Литолого-фациальный профиль палеозойских отложений южного острова Новой Земли. По Н. Н. Соболеву, В. И. Устрицкому, Р. Е. Черняку [Рифогенные ... , 1990], с упрощением

I, II – фациальные обстановки: I – шельфовые, II – батияльные и гемипелагические; 1–3 – районы: 1 – юго-запад Новой Земли, 2 – район пролива Костин Шар, 3 – Рогачевско-Северо-Тайнинский.

1–8 – шельфовые, преимущественно мелководные отложения: 1 – комплекс существенно карбонатных пород (карбонатная платформа), 2 – известняки биокластические, 3 – аргиллиты известковые, 4 – органогенные постройки, 5 – ангидриты, гипсы (ГФ 35), 6 – алевролиты, 7 – кварцевые песчаники, 8 – конгломераты; 9–16 – батияльные и гемипелагические отложения: 9 – известняки кремнистые с радиоляриями, 10 – аргиллиты и пелитоморфные известняки (гониятитовые фации), 11 – известняки с прослоями черных углеродистых аргиллитов, 12 – черные углеродистые аргиллиты, 13 – аргиллиты, ритмично переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками, 14 – карбонатные отложения обломочных потоков, 15 – фтаниты и черные радиоляриевые кремнистые сланцы, 16 – карбонатные и кремнисто-карбонатные руды Mn; 17 – базальты и их туфы; 18 – амплитуда предфранского размыва

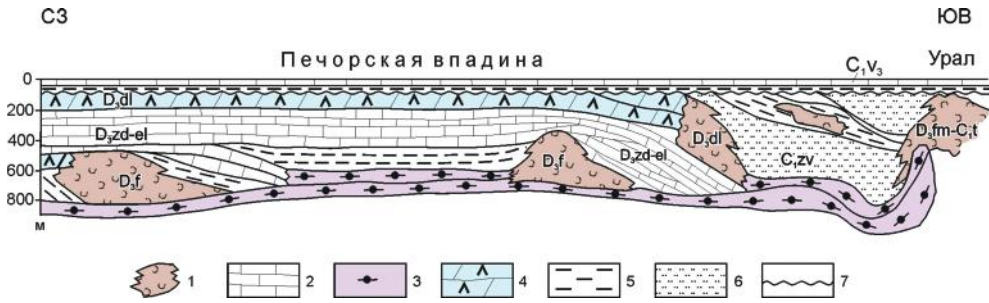


Рис. 3.34. Литологический профиль верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений Печорской впадины (на начало поздневизейского времени).

По [Древние ..., 1981], с упрощением

1 – рифогенные образования; 2 – известняки слоистые органогенные биокластические; 3 – известняки кремнисто-битуминозные (доманиковского типа); 4 – доломиты и домериты с прослоями гипсов и ангидритов; 5 – глины, мергели; 6 – песчано-алевритно-глинистые отложения; 7 – перерыв

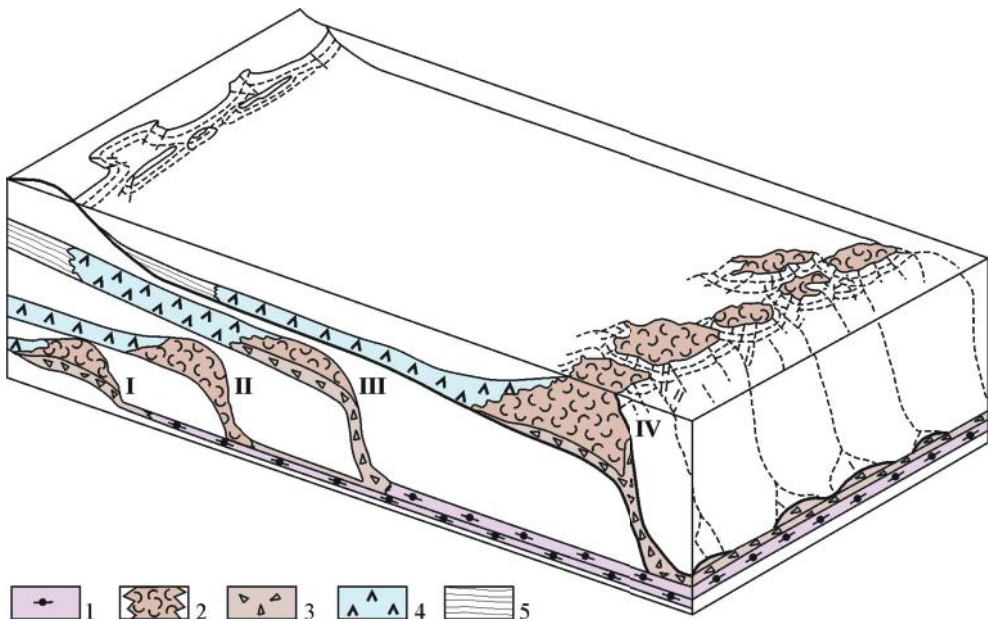


Рис. 3.35. Циклическое развитие бассейна седиментации фран-фаменского времени Печорской плиты и место рифов и сульфатов в циклах седиментации.

Моделировано по [Беляева и др., 1999]

1–5 – фации: 1 – глубокого шельфа, 2 – биогермные, 3 – предрифовые (органогенно-обломочных шлейфов), 4 – лагунные (сульфатоносные), 5 – прибрежно-морские.

I–IV – циклы сульфатно-биогермной седиментации: I – $D_3f_{1,2}$ семилукский, II – D_3f_2 сирочайский, III – D_3f_2 позднеухтинский, IV – $D_3fm_{2,3}$ среднепозднефаменский

Во внутренних частях Печорской плиты ГФ контролируются системой палеорифтогенных структур северо-западной ориентировки, активное развитие которых в ордовикско-триасовое время связано с активностью Урало-Новоземельского подвижного пояса. Главные уровни сульфатно-и особенно отчетливо соленакпления совпадают с фазами активности рифтогенных структур в конце ордовика, на рубеже раннего – среднего и в среднем девоне, в начале визе и в ранней перми.

Соленосные формации установлены на двух уровнях: в низах каледонского цикла ($O_3-S_1?$, ГФ 37, галититовый тип) и в верхах герцинского (P_1k , ГФ 34, хлоридно-калиевый тип). Остальные формации сульфатно-кальциевого типа ограниченного масштаба связаны с разными интервалами двух существенно карбонатных шельфовых комплексов (типа карбонатных платформ и их стратиграфических аналогов) – S_1-D_1 и D_3-P_1 . В первом это соответственно S_{1l_2} , ГФ 29 и S_{2d} , ГФ 38, D_1 , ГФ 31; во втором – D_{3f_2} , ГФ 32; D_{3fm_2} , ГФ 33, C_{1s} , ГФ 35 и P_{1a-s} , ГФ 18. Основное количество ГФ приурочено к трансгрессивной или регрессивной частям этих комплексов. Более ограниченная сульфатонасность имеется и в других интервалах обеих карбонатных толщ ($S_{1v_2}-S_{2ld}$, 30; C_{2-3} , 36), и еще более рассеянная в разделяющих их участках разреза.

Обе известные соленосные формации приурочены к краевым системам: нижняя ГФ 37 ($O_3-S_1?$) к рифтогенной палеоокраине (к низам перекрывающего ее комплекса пассивной окраины), верхняя ГФ 34 (P_1k) к краевому прогибу, где отвечает северному отрезку системы предуральских кунгурских бассейнов. В этой же окраиннократонной зоне расположены полностью или частично некоторые из формаций сульфатно-кальциевого типа, входящие в комплексы активизированной пассивной окраины – D_{3fm_2} , 33 и C_{1s} , 35. Остальные формации этого типа связаны с надрифтовыми или пририфтовыми прогибами, а в палеогеографическом плане – с зарифовыми внутришельфовыми прогибами. Еще одна ГФ (S_{2d} , 38) находится в составе комплексов более дистальных (приокеанических) частей Уральской пассивной палеоокраины, вошедших в состав Уральской складчатонадвиговой области (западного склона Урала), так что в состав Печорской впадины она включена достаточно условно.

Приведем характерные особенности разнотипных ГФ Печорской плиты.

Печорский бассейн, 28, $O_3a\delta$; сульфатно-кальциевый тип, карбонатный подтип (ангидрито-доломитовая), 1А (В); [Геологическое ... , 1985; Нефтегазоносность ... , 1982; и др.].

ГФ распространена в северной части Печорской синеклизы в пределах Хорейвской впадины. Вскрыта скважинами. Мощность до 300 м.

Представлена толщей доломитов с единичными прослоями (5–10 м) ангидритов и пластами (до 4–6, реже до 12 м) ангидрито-доломитовых пород. Залегает в основании морского (глинисто-)известняково-доломитового комплекса (O_3-D_1). Является образованием мелководного зарифового шельфа; связана с трансгрессивной стадией каледонского цикла.

Печорский бассейн, 29, S_{1l_2} ; сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип (ангидрито-мергельно-доломитовая), 1Б; [Жарков, 1974; Нефтегазоносность ... , 1982; Геологическое ... , 1985; и др.].

ГФ распространена в виде субмеридиональной полосы на значительной части Денисовского прогиба и восточной части Ижма-Печорской

впадины. Вскрыта глубокими скважинами, на поверхности не обнажается. Мощность более 100 м.

ГФ сложена доломитами, доломитовыми мергелями с единичными слоями (до 10–20 м), прослоями, линзами и включениями ангидрита. Сульфатонасыщенность около 10, локально до 10–20% и несколько больше.

Входит в состав морского (глинисто-)известняково-доломитового комплекса (O_3-D_1), является образованием краевых мелководно-шельфовых зарифовых участков обширного Уральского морского бассейна; отвечает трансгрессивно-инундационному этапу развития чехла.

Печорский бассейн, 32, D_3f_2 , 33, D_3fm_2 ; сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип (ангидрито-мергельно-доломитовая, D_3f_2 и ангидрито-мергельно-известняково-доломитовая, D_3fm_2), 1Б; (рис. 3.34); [Корневский, 1973; Жарков, 1974; Древние ... , 1981; Геологическое ... , 1985; и др.].

Верхнефранская ГФ распространена преимущественно в юго-западной части Печорской синеклизы, в пределах Ижма-Печорской впадины и Ухта-Ижемского вала. Мощность до 250–300 м.

Представлена чередованием слоев и прослоев (от долей до нескольких метров, реже 20–30 м) ангидритов и гипсов с доломитами, мергелями, аргиллитами. По северо-западной периферии ГФ в ее составе появляются пестроцветные алевролиты и песчаники. Сульфатонасыщенность местами достигает 40–60%.

Верхнефаменская ГФ распространена на юго-востоке синеклизы: в восточной части Ижма-Печорской впадины, в северной части Верхнепечорской впадины и на юге Печоро-Кожвинского вала. Мощность 50–160 м.

Представлена доломитами, известняками, доломитовыми мергелями с прослоями (2–10 м, иногда больше) и большим количеством прожилков и включений ангидрита с маломощными (0,2–0,5 м) прослоями пород смешанного ангидрито-доломитового или глинисто-ангидрито-доломитового состава.

Обе ГФ входят в состав единого морского инундационного глинисто-карбонатного полифациального комплекса верхнего девона – турне. Общий интервал сульфатонакопления отвечает времени заложения или регенерации авлакогенных структур платформы, совпадает с интервалом галогенеза в других рифтогенных структурах, в том числе мощнейшего галогенеза в Днепровско-Припятском авлакогене (при этом каждая из рассматриваемых ГФ также коррелируется с одним из двух его основных импульсов).

Интервал сульфатонакопления соответствует времени активного развития систем некомпенсированных прогибов в восточных, приуральских частях Восточно-Европейской и Тимано-Печорской платформ: Камско-Кинельской в Волго-Уральской области и ее аналогов – Вангырского и Вуктыло-Джебольского – в Печорской [Грачевский и др., 1976; Древние ... , 1981; Геологическое ... , 1985; и др.]. В пределах этих систем и их обрамлений очень ярко выражена пространственная и временная связь галогенных комплексов с рифогенно-углеродистыми. Последние установлены или предполагаются вдоль обеих систем прогибов на всем их протяжении: углеродистые в их осевых зонах, рифогенные в бортовых. Высокоуглеродистые кремнисто-глинисто-карбонатные (черносланцевые, доманикоидные) комплексы интерпретируются как образования некомпенсированных прогибов с повышенными глубинами. В краевых частях

прогибов их фациально замещают рифогенные комплексы повышенной мощности (до 600–850 м). Галогенные образования слагают зарифовые зоны прогибов, чаще западные.

В рассмотренных системах представлена ассоциация (триада) трех субсинхронных комплексов (высокоуглеродистые → рифогенные → галогенные), латерально сменяющих друг друга, согласованно со сменой фациальных обстановок: депрессии, формирующиеся в результате некомпенсированного прогибания → обрамляющие их рифогенные бортовые зоны → зарифовые мелководные участки шельфов. Депоцентры галогенеза (здесь сульфатонакопления) в разной степени удалены от рифовых комплексов и, по-видимому, в свою очередь контролируются зонами несколько более интенсивного прогибания в пределах зарифового мелководного шельфа. В рамках единых для всей триады стратиграфических интервалов имеет место некоторое возрастное скольжение уровней сульфатонакопления по отношению к уровням образования рифогенных и доманикоидных комплексов. Кроме того, характерно общее согласованное пространственное смещение во времени всей триады на восток. Так, франская ГФ и ограничивающая ее с востока полоса франских рифогенных образований связаны с западной ветвью прогибов. В раннефаменское время триада не прослежена, а в верхнем фамене она смещена в зону Верхнепечорской впадины Предуральяского прогиба. Аналогичная картина прослеживается и в Волго-Уральской области, где галогенез более значительно проявился на верхнем возрастном уровне (ГФ I_3 , D_3fm_2).

Верхнепечорский бассейн, 34, P_1k ; хлоридно-калиевый тип, терригенно-карбонатный подтип; (рис. 3.32); [Иванов и др., 1960, 1972; Нефтегазоносность ... , 1982; Рифогенные ... , 1990; и др.].

ГФ приурочена к краевому прогибу, отвечающему северному отрезку объединенной Прикаспийско-Предуральской системы кунгурских соленосных бассейнов; ее основные параметры охарактеризованы выше при рассмотрении этой системы.

С ГФ связаны проявления каменной соли и месторождение калийных солей.

Печорско-Новоземельский бассейн, 35, C_1s_{1-2} ; сульфатно-кальциевый тип, карбонатный подтип (ангидрито-известняково-доломитовая), IA ; (рис. 3.33); [Иванов и др., 1960; Хаин, 1977; Нефтегазоносность ... , 1982; Геологическое ... , 1985; Рифогенные ... , 1990; и др.].

Распространена в северной части Печорской синеклизы (мощность от 20–50 до 150–200 м) и на юго-западе Новой Земли (мощность до 80–100 м). Представлена доломитами, доломитовыми известняками, в подчиненном количестве мергелями с прослоями ангидрита, а в краевой части с его маломощными линзами и включениями. Согласно залегает в нижней части рифогенно-карбонатного шельфового комплекса ($C_{1v_2}-P_1$).

В пределах Печорской синеклизы ГФ расположена над системой субпараллельных инверсионных палеорифогенных структур (Печоро-Кожинский и Колвинский валы), заложившихся в ордовике и испытывавших в карбоне инверсию. ГФ расположена над продолжением Камско-Кинельской системы прогибов [Грачевский и др., 1976; Геологическое ... , 1985; и др.]. Ее образование происходило на разных участках мелководного зарифового шельфового бассейна, который, по данным А. И. Галкина, в свою очередь был осложнен рифогенными зонами, раз-

мещение которых контролировалось надрифтовыми инверсионными поднятиями. Сульфатонакопление осуществлялось в межрифтовых прогибах.

В Новоземельском районе ГФ непосредственно к востоку замещается разновозрастным рифогенным барьерным комплексом, унаследованно развивавшимся в течение $D-C_1$ по периферии пассивной окраины, ограничивая располагавшийся к востоку открытый глубоководный бассейн с турбидитной седиментацией.

Косью-Роговской бассейн, 37, $O_3-S_1(?)$; хлоридно-натриевый тип, терригенно-карбонатный(?) подтип, 2В(?); [Нефтегазоносность ... , 1982; Геологическое ... , 1985; Рифогенные ... , 1990; и др.]

ГФ находится в глубоких частях Косью-Роговской впадины. Вскрыта скважинами на Кочмесской площади на глубинах 5300–5600 м.

Соляная толща хлоридно-натриевого типа. Вскрытая мощность около 800 м. По керну прослежены прослои галита среди терригенно-карбонатных пород. Галит бесцветный прозрачный от мелко- до крупнокристаллического с глинисто-алевролитовыми слойками и включениями.

Соленосные отложения залегают в низах шельфового известняково-доломитового комплекса пассивной окраины (S_1-D_1) востока Печорской плиты. Перекрываются пестроцветными доломитовыми мергелями с прослоями доломитов, глин, алевролитов и известняков S_{IV} (мощность до 70 м), а выше карбонатной толщей (мощностью до 250 м), на некоторых участках загипсованной. Подсолевые отложения не вскрыты.

ГФ, вероятно, контролируется окраиннократонными палеорифтогенными (межконтинентально-рифтовыми) прогибами, формировавшимися при заложении Уральского палеозойского подвижного пояса. Соотносится с началом трансгрессивной стадии.

БАРЕНЦЕВСКАЯ ПЛИТА

В пределах западной части акватории Баренцева моря, отвечающей западным и северо-западным частям морских периконтинентальных окраин Северного Ледовитого океана в Приарктическом поясе палеозойских грабеновых структур установлен ряд субаквальных солянокупольных бассейнов. Восточные части двух групп таких бассейнов – *Западно-Баренцевоморские* и *Северо-Баренцевоморские* – заходят на территорию России.

Группа Западно-Баренцевоморских включает бассейны *Нордкапские, 39, D_3-C_1 и 40, C_3-P_1 и Варангер-Мурманские, 41, $D_3-C_1?$ и 42, C_3-P_1 , а группа Северо-Баренцевоморских – *Ольгинские, 43, $PZ_1?$ и 44, C_2-P_1* (рис. 3.36–3.38) [Боголепов и др., 1991; Тектоническая ... , 1979; Петров, Соболев, 2007; Atlas ... , 2009]. Соленосные отложения относят к двум возрастным интервалам палеозоя – среднекаменноугольно-раннепермскому и позднедевонско-раннекаменноугольному(?), возможно, также к раннепалеозойскому.*

Все бассейны солянокупольные. Именно солянокупольные структуры (диапиры, «соляные подушки») были выявлены комплексом геофизических методов. Бассейны контролируются (ранне-?)средне-верхнепалеозойскими грабеновыми структурами, осложняющими докембрийский (частично раннепалеозойский) фундамент.

В группе Западно-Баренцевоморских бассейнов соленосные отложения обеих возрастных интервалов установлены в нескольких прогибах однотипной грабен-рифтовой природы: Медвежинском, Тромсё, Хаммерфест



Рис. 3.36. Схема размещения Западно- и Северо-Баренцевоморских солянокупольных бассейнов в пределах Баренцевоморского шельфа. Из [Боголепов и др., 1991], с дополнениями

1 – разломы и разломные зоны; 2 – контуры структурных элементов; 3 – окраинно-континентальные флексуры; 4 – основные грабенообразные соленосные прогибы. А и Б – линии разрезов. I–VI – грабенообразные соленосные прогибы: I – Медвежинский; II – Тромсё; III – Хаммерфест; IV – Нордкапский; V – Варангерский; VI – Ольги; VII–IX – Центрально-Баренцевские поднятия

и Нордкапском, восточная часть которого состоит из двух ветвей – собственно Нордкапской и Варангерской (Мурманской), разделенных седловиной. Восточная часть Нордкапского прогиба, обе его ветви, расположены в российском секторе Баренцева моря, остальные в Норвежском. Диapiroны прорывают до 6–9 км верхнепалеозойских и мезозойских отложений.

Наиболее крупный из соленосных прогибов – Нордкапский – простирается в северо-восточном направлении более чем на 300 км при ширине около 75 км. Фундамент прогиба гетерогенный (от карельского до каледонского), залегает на глубинах 5–6 км (в бортовых частях) и до 13–16 км (в осевой зоне). По геофизическим данным предполагается развитие участков субокеанической коры. Стратиграфический диапазон осадочного выполнения отвечает всему фанерозою. Начало формирования Нордкапского прогиба относится к позднедевонскому времени (но возможно и более раннее начало его развития).

В группе Северо-Баренцевоморских бассейнов диапировые структуры прослежены в пределах прогиба Ольги, заходят на территорию России лишь

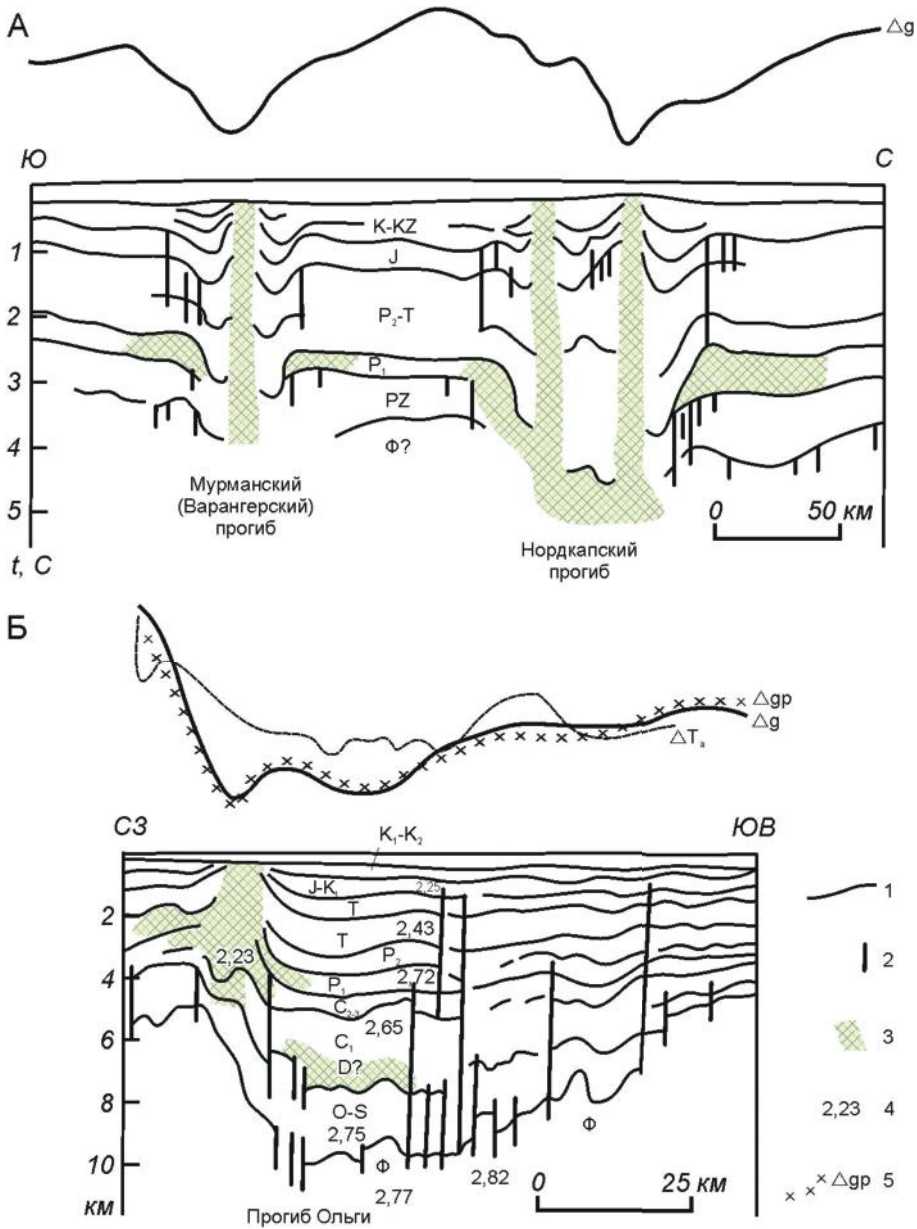


Рис. 3.37. Схематические геолого-геофизические разрезы через Баренцевоморские соленосные бассейны: *А* – Западно-Баренцевоморский, прогибы Мурманский (Варангерский) и Нордкапский, *Б* – Северо-Баренцевоморский, прогиб Ольги (Восточно-Шпицбергенский шельф). Из [Боголепов и др., 1991, рис. 2], с дополнениями

1 – отражающие сейсмические горизонты; 2 – разломы; 3 – соляные диапиры и другие солянокупольные осложнения; 4 – расчетные значения плотности; 5 – кривая расчетных значений силы тяжести

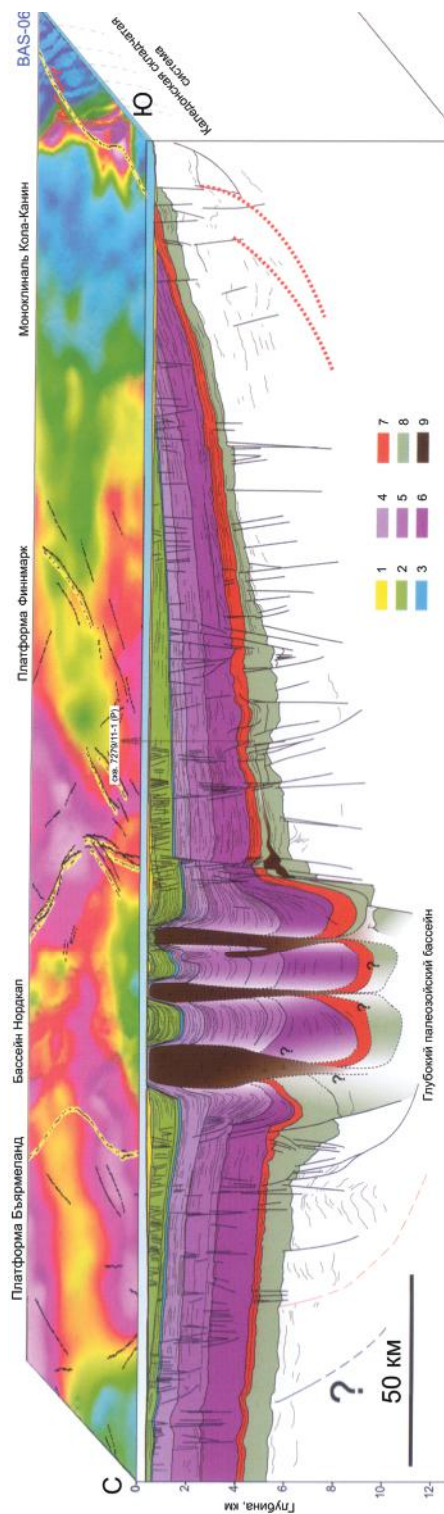


Рис. 3.38. Профиль соленосного бассейна Нордкап (Западно-Баренцевский осадочный бассейн) [Atlas ... , 2009, p. 47]

1 – кайнозой; 2 – мел; 3 – юра; 4 – средний – верхний триас; юра; 5 – средний триас; 6 – верхняя пермь – нижний триас; 7 – пермь; 8 – палеозой нерасчленённый; 9 – карбон (соляные диаптры)

крайней восточной частью. Возраст соленосных отложений определяется приблизительно как средне-позднекаменноугольно-раннепермский. Дополнительным основанием для такого датирования служит распространение к северо-западу от прогиба на Восточном Шпицбергене ангидритов и гипсов позднекаменноугольно-раннепермского возраста, а также вскрытие скважиной сходных по составу разновозрастных образований в краевой части прогиба на о. Эдж. Судя по геофизическим данным, наличие солей возможно также на позднедевонско-раннекаменноугольном(?) или на раннепалеозойском уровнях, где могут располагаться «корни» соляных диапиров.

Прогиб представляет собой грабеновую структуру с амплитудой сбросов по бортам до 1,0–1,5 км. Площадь прогиба $\sim 90 \times 30$ км². Мощность осадочного выполнения 12–13 км. Выделенные диапировые структуры тяготеют к бортовым, приразломным частям прогиба.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА

В азиатской части России наиболее крупные ГФ локализованы в пределах Восточно-Сибирской платформы, где их общее число несколько меньше, чем на Восточно-Европейской, однако масштабы некоторых формаций столь же значительны.

Галогенные комплексы установлены более чем на половине общей площади платформы, при этом нередко на двух-трех уровнях разреза (рис. 3.39).

Для анализа ГФ на территории платформы выделены три сегмента, включающие различные структурно-тектонические подразделения: объединенные юго-западный и центральный, включающий Иркутскую и Тунгусскую синеклизы; северный, отвечающий Енисейско-Хатангскому прогибу, и восточный, главным элементом которого является Вилюйский авлакоген, разделяющий две крупные антеклизы – Анабарскую и Алданскую.

В разрезах Иркутской и Тунгусской синеклиз ГФ присутствуют почти повсеместно, часто многоярусно, и содержат мощные соляные толщи. Практически целиком территорию синеклиз перекрывает мощнейшая верхневенд-среднекембрийская соленосная формация хлоридно-калиевого типа (V_2-E_2 , ГФ 45), а значительную часть территории также и среднекембрийско-раннеордовикская (E_2m-O_1 , ГФ 46) сульфатно-кальциевого типа. В тунгусской части сегмента широко распространены еще три формации: верхнесилурийская формация сульфатно-кальциевого типа (S_2 , ГФ 49), раннедевонская (D_1 , ГФ 50) и средне-верхнедевонская (D_{2-3} , ГФ 52) хлоридно-натриевого типа. Обе девонские формации простираются далее на север и северо-восток в пределы Енисейско-Хатангского прогиба, в границах которого они предполагаются на большей его части. На территории восточного сегмента наиболее значительные ГФ развиты в Вилюйском авлакогене в разрезах двух грабеновых бассейнов: Ыгыаттинского и Кемпендяйского. Здесь на двух уровнях установлены ГФ галититового типа – $S_2-D_1(?)$, ГФ 56 и D_3f_3-fm , ГФ 57 и 58; и еще на двух сульфатно-кальциевого типа – O_{2-3} , ГФ 47 и C_{1v_1} , ГФ 59. На склоне Анабарской антеклизы в Кютингдинском рифтогенном бассейне известна одна нижневизейская формация (C_{1v_1} , ГФ 60) сульфатно-кальциевого типа.

Все сколько-нибудь значительные ГФ платформы распространены в плитном комплексе ее чехла, при этом в довольно узком стратиграфическом

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА	ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	КОМПЛЕКСЫ ЧЕХЛА	ФАЗЫ ДИАСТРОФИЗМА	СТАДИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЧЕХЛА	СТРУКТУРНЫЕ И ПАЛЕОСТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	ИРКУТСКАЯ СИНЕКЛИЗА		ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗА					
						ЛЕНО-ТУНГУССКАЯ ЛпП							
						ИРКУТСКО-АЛДАНСКАЯ ЛгО		ТУНГУССКАЯ ЛгО					
						ЛЕНО-ПАТОМСКАЯ, ИРКИНЕЕВСКАЯ		ТУРУХАНСКО-НОРИЛЬСКАЯ, ЗАПАДНО-АНАБАРСКАЯ					
C 2 1 D 3 2 1 S 2 1 O 3 2 1 Є 3 2 1 V 2 1 R 3 2	ПЛИТНЫЙ	ВЕРХНЕ-ПАЛЕОЗОЙ-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ, С ₁ -Т ₁ (ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИЙ)	T ₆	P И Т	I			I — ЛТ 51 C ₁ V ₁					
						СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ, O ₄ -D (КАЛЕДОНСКО-РАННЕГЕРЦИНСКИЙ)	T ₅	P Т Э	I			ЖТЛВ 52 D _{ef} -D ₁ fm	
												ЖТЛ 50 D	
												ЖЛТ 49 S ₂	
						ВЕНДСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ, V-O (БАЙКАЛЬСКО-САЛАИРСКИЙ)	T ₄	P И Т	I			ЛТЛЖЛ 47, 48 O ₂	
										ЖЛТЛ 46 Є, m-O		ЖЛТЛ 46 Є, m-O ₁	
		ЖЛТЛ 45 (V ₂) Є-Є _{am}		ЖЛТЛ 45 (V ₂) Є-Є _{am}									
		РИФЕЙСКИЙ R ₂₋₃		T ₃	P И Т	I							

Рис. 3.39. Схема корреляции, отражающая пространственно-временное распространение галогенных формаций Восточно-Сибирской платформы. Сост. Г. А. Беленицкая

Усл. обозн. см. на рис. 3.3

интервале от V₂—Є₁ до С₁, т. е. исключительно в позднебайкальско-салаирско-раннегерцинской части (рис. 3.39). В составе раннеавлакогенного позднепротерозойского комплекса известны лишь признаки (прямые и косвенные) сульфато- и соленосности.

Размещение ГФ в разрезах Восточно-Сибирской платформы, как и Восточно-Европейской, определяли два пространственно-временных тектонических фактора: внутриконтинентальные палеорифтогенные и краевые системы и фазы их повышенной активности. Наибольшее значение имели проявления позднебайкальско-салаирского и каледонского диастрофизма, связанные с полициклическими аккреционно-коллизийными процессами в пределах Енисейско-Саяно-Байкальского обрамле-

ЕНИСЕЙСКО-ХАТАНГСКИЙ ПРОГИБ	ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА		АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА	УРОВНИ ГАЛОГЕНЕЗА	СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА	
	ЫГЫАТИНСКАЯ ВПАДИНА	КЕМПЕНДЯЙСКАЯ ВПАДИНА				
ЕНИСЕЙСКО-ХАТАНГСКАЯ ЛПГ	ЛЕНО-ТУНГУССКАЯ ЛПГ					
	ИРКУТСКО-АЛДАНСКАЯ ЛГО		ТУНГУССКАЯ ЛГО			
ТАЙМЫРСКО-ХАТАНГСКАЯ	ВИЛЮЙСКАЯ		БИЛИРО-УДЖИНСКАЯ			
					3	
					2	
					C	
			I — $\Delta + V$ 59 C ₁ v ₁	I — $\text{ж} \Delta T \perp$ 60 C ₁ v ₁	Δ C ₁ v ₁	1
	I — $\text{ж} \Delta T \perp V$ 52 D ₂ ef-D ₁ fm	I — $\text{ж} \Delta T \perp V$ 57 D ₂ f ₁ -fm	I — $\text{ж} \Delta T \perp V$ 58 D ₂ f ₁ -fm		Δ D ₂	3
					D	2
					D ₁	1
	I — $\text{ж} \Delta T \perp V$ 50 D ₁	I — $\text{ж} \Delta T \perp V$ 56 S ₂ -D ₁ ?			Δ S ₂	2
					S	1
						3
			I — $\Delta T \perp$ 47 O ₂		Δ O ₂	2
					O	1
			I — $\text{ж} \Delta T \perp$ 46 E ₂ m-O ₁		Δ E ₂ -O ₁	3
					E	2
			I — $\text{ж} \Delta T \perp$ 45 (V ₂) E ₁ -C ₁ am		Δ V ₂ -E ₁	1
					V	2
					V	1
						3
					R	2

ния, а также с крупнейшим среднепалеозойским (D₂–C₁) рифтогенезом. Первые оказали максимальное резонансное воздействие на всю южную и западную части платформы – на Иркутский и Тунгусский ее сегменты. Среднепалеозойский рифтогенез в большей мере проявился в восточном сегменте платформы, а также в пределах в то время единого с ним блока будущей Верхоянской складчато-надвиговой системы. Проявлениям байкало-салаирско-каледонской активности подчинен многофазный галогенез в диапазоне (V₂) – E₁–D₁ в Иркутском, Тунгусском и частично Енисейско-Хатангском прогибах с общим возрастным скольжением с юга на север, с эпицентрами в пределах Иркутской синеклизы и в прилегающих к ней краевых системах. С проявлениями среднепалеозойского рифтогенеза связаны ГФ в возрастном интервале D₂–C₁ (возможно, частично и S₂–D₁) в рифтогенных системах восточного и северного сегментов (Вилюйская, Кютингинская, Енисейско-Хатангская), а также в более восточных областях, ныне ставших частью Верхоянской складчато-надвиговой системы.

*ЮГО-ЗАПАДНЫЙ И ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СЕГМЕНТЫ:
ИРКУТСКАЯ И ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗЫ*

Наиболее значительные ГФ установлены в следующих соленосных бассейнах: в Восточно-Сибирском – мощнейшая верхневенд-среднекембрийская (V_2)– E_1 – E_{2am} , ГФ 45) хлоридно-калиевого типа и среднекембрийско-раннеордовикская (E_{2m} – O_1 , ГФ 46) сульфатно-кальциевого типа; в Тунгусском – верхнесилурийская (S_2 , ГФ 49) сульфатно-кальциевого типа; в Тунгусско-Таймырском – раннедевонская ($D_1\dot{z}$, ГФ 50) хлоридно-натриевого типа. В северной части территории развита еще одна ГФ средне-верхнедевонского возраста (ГФ 52), которая имеет более значительное распространение в пределах Енисейско-Хатангского прогиба и рассматривается в его составе.

Главные уровни галогенеза в Иркутском блоке и в юго-западной части Тунгусского – (V_2)– E_1 – E_{2am} и менее значительный E_{2m} – O_1 (табл. 3.5). Они синхронны позднебайкальской и салаирской фазам диастрофизма. В Тунгусском блоке основной интервал галогенеза O_2 – C_1 с двумя максимумами S_2 – D_1 и D_{2-3} , которые отвечают соответственно завершающим фазам каледонской складчатости и среднепалеозойской активизации.

Восточно-Сибирский бассейн, 45, (V_2)– E_1 – E_{2am} ; хлоридно-калиевый тип, карбонатный подтип (фациально переходящий в глинисто- и терригенно-карбонатный); 2,3А[Б,В](а,б,в,г) (рис. 3.40, табл. 3.5); [Писарчик, 1963; Иванов и др., 1960, 1972; Жарков, 1974; Писарчик и др., 1975; Проблемы ... , 1977; Малич и др., 1980; Основные ... , 1981; Строение ... , 1981; Конищев, 1982; Геология и перспективы ... , 1984; Яншин и др., 1986; Геологическое ... , 1987; Малых и др., 1987; Проблемы ... , 1988; Рифогенные ... , 1990; Борисенков, 1998; Фрадкин, 2001; Старосельцев и др., 2004; Мельников, 2009; и др.]. Вопрос о датировании и включении в состав ГФ верхов венда (соленосных комплексов верхов мотской свиты и ее аналогов) решается неоднозначно.

Формация занимает огромную территорию юго-западной и центральной частей Сибирской платформы – всей Иркутской и значительной части Тунгусской мегасинеклиз. Мощность от 500–1000 м до 2,0–2,5 км (иногда более) в наиболее прогнутых участках (и отвечающих им раздувах формационных тел, главным образом соленосных). Выделяются три градации ГФ – сульфатно-кальциевая, галититовая и хлоридно-калиевая. Сульфатно-кальциевая образует узкую (10–50 км) периферическую зону, галититовая резко преобладает по площади, а хлоридно-калиевая установлена на территории Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 3.41). Проявления хлоридно-калиевых солей известны также в Илгинской, Канско-Тасеевской впадинах и на других участках [Карта перспективной ... , 1976б; Проблемы ... , 1988; Аксенов и др., 2008].

Галогенные породы представлены ангидритами, гипсами и каменной солью; в градации хлоридно-калиевого типа к ним добавляются калийные (сильвин-карналлитовые) соли. Каменная соль в разрезе локализована на пяти стратиграфических уровнях, отвечающих верхним членам пяти макроциклов (табл. 3.5): иркутский горизонт (верхнемотская, местами среднемотская подсвиты), усольская, бельская, ангарская и литвинцевская свиты. Калийные соли в значительных концентрациях пока установлены лишь в верхней части ангарской свиты, а в небольших скоплениях – в верхней трети усольской. Ангидриты (гипсы) и породы смешанного сульфатно-карбонатного состава распространены по всему разрезу в виде

Таблица 3.5

Литолого-стратиграфическая схема венд-кембрийских отложений Иркутского амфитеатра

Система, отдел	Надъярус, ярус	Серия, свита, мощность, м	Состав		Положение ГФ в разрезе*	
Є ₃		Верхоненская серия, Є _{2,3v} 450-800	Песчаники, алевролиты, доломитовые мергели (внизу с ангидритом), преобладают красноцветные		ГФ Є ₂ ² -O ₁	
	Є ₂					
Є ₁	Ленский	Ангарская, Є _{1,2a} 380-600	Литвинцевская 100-150	Доломиты, каменная соль, ангидриты	ГФ (V ₂) Є ₁ -Є ₂ ¹	IV
		Ботомский				Булайская, Є _{1,bls} 120-145
	Алданский	Атдабанский	Бельская, Є _{1,bl} 300-450	Каменная соль (вверху), доломиты, известняки, ангидриты		II
		Томмотский	Усольская, Є _{1,us} 600-1000	Каменная соль, доломиты, ангидриты		I ^b
			Осинский горизонт 45-80			
V-Є					I ^a	
V		Мотская серия, V-Є _{1m}	Тэтэрская 50-100	Доломиты, глинистые доломиты, ангидриты, мергели		
			Собинская 100-250			
			Катангская 60-280			
			Тирская 15-230	Песчаники, алевролиты, аргиллиты		
			Непская 10-330			
Ушаковская (Олхинская) 30->100	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, карбонатные породы					

* ГФ – галогенная формация, I–IV – макроциклы.

слоев (от долей до 10–15 м), включений, прожилков, образуя ритмичное чередование с негалогенными породами и с солями. Сульфатонасыщенность формации довольно низкая (от 0,5 до 20%, иногда более), особенно в центральных областях; возрастает в узкой полосе сочленения с карбонатным обрамлением. Мощность галитовых пластов колеблется от долей сантиметра до 100–200 м, иногда больше. Соленасыщенность от 20 до 50–70%, снижается к периферии формации. Калийные (сильвин-карналлитовые) соли образуют слои, прослои, линзы (от 1–2 до более 90 м) в интервале мощностью до 300 м.

В зонах современного и древнего гипергенеза, как показано Я. К. Писарчик [1963], сульфаты либо целиком уничтожены, либо представлены

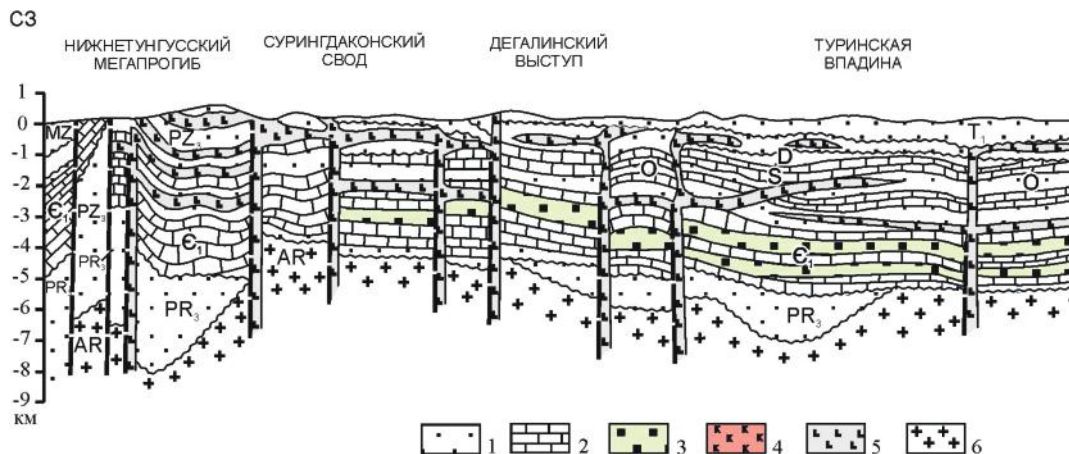


Рис. 3.40. Геологический профиль Восточно-Сибирского соленосного бассейна.

По А. Э. Конторовичу и В. С. Старосельцеву из работы [Дикенштейн, Максимов, 1982], с изменениями и дополнениями

1–4 – отложения: 1 – терригенные, 2 – карбонатные, 3, 4 – соляные (3 – преимущественно галитовые, 4 – с установленной калиеносностью); 5 – траппы; 6 – кристаллический фундамент; 7 – разломы; 8 – залежи углеводородов; 9 – интервал установленной и вероятной нефтегазонасыщенности; 10–12 – месторождения: 10 – калийных солей, 11 – железных руд (ангаро-илимского типа), 12 – гидроминерального сырья

вторичным гипсом, либо замещены плащеобразным карбонатным кепроком.

Среди подтипов ГФ преобладают карбонатный и в меньшей мере глинисто-карбонатный, а в Канско-Тасеевской впадине пестроцветный терригенно-карбонатный. Негалогенные породы: доломиты, известняки, часто в разной степени доломитизированные и в той или иной мере глинисто-алевритистые, мергели, домериты. В разрезах терригенно-карбонатного подтипа присутствуют прослои песчаников, алевролитов, иногда пестроцветные.

На обширных территориях в разрезе ГФ распространены субсогласные силы диабазов, в том числе далеко за пределами распространения перекрывающих вулканогенных комплексов (рис. 3.40).

Четко выражена разнопорядковая цикличность, рассмотренная в работах М. Л. Цахновского Я. К. Писарчик, М. М. Грачевского, М. А. Жаркова и других исследователей. Устанавливается 4–5 циклов I порядка – макроциклов мощностью до 1000 м и более (табл. 3.5). Макроциклы двучленные. Их нижние члены (от нескольких десятков до 150–200 м), относительно выдержанные по составу и мощности, существенно карбонатные, в основном доломитовые, часто водорослево-строматолитовые, с подчиненным количеством мергелей и примесью глинистого, реже песчаного материала. В верхних частях разрезов нижних членов отмечается повышенная углеродистость, а в самой кровле (в основании солей) прослои высокоуглеродистых пород (до 0,5 м). Верхние члены макроциклов (мощностью от 100–200 до 500–1200 м) галогенные, представлены главным образом солями с подчиненным количеством сульфатных, сульфатно-карбонатных и карбонатных пород. Именно они образуют главные уровни соленакпления.

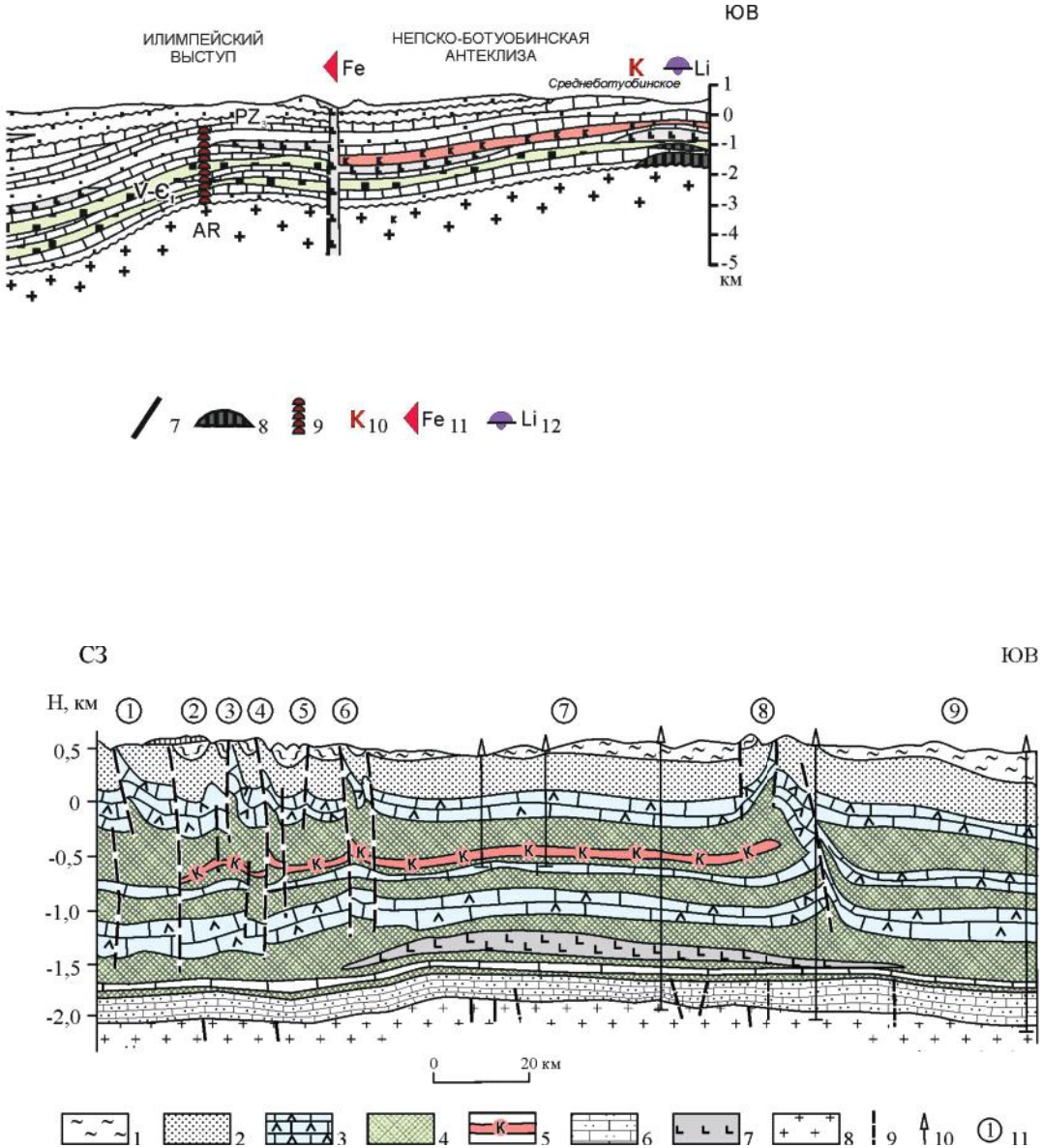


Рис. 3.41. Геологический разрез через Непский калиеносный бассейн. Из [Малых и др., 1987, с. 27], с небольшими изменениями

1 – ордовик (устькутская, кривоуцкая, чертовская, макаровская свиты); 2 – поздний кембрий (верхоленская, илгинская свиты); 3–6 – венд – ранний кембрий (мотская, усольская, бельская, булайская, ангарская и литвинцевская свиты): 3 – существенно карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения, 4 – каменная соль с горизонтами карбонатных и сульфатно-карбонатных пород, 5 – горизонты калийных солей, 6 – терригенно-карбонатные отложения мотской свиты; 7 – траппы; 8 – кристаллический фундамент; 9 – разрывные нарушения; 10 – скважины; 11 – структурные элементы (цифры в кружках): 1–6 – антиклинали Непской зоны складок (1 – Инняльская, 2 – Атырканская, 3 – Талинская, 4 – Окичанская, 5 – Широковская, 6 – Ховоркиктинская), 7 – Гаженское структурное плато, 8 – Соснинский мегавал, 9 – Лено-Тунгусский прогиб

Галогенные члены макроциклов осложнены циклами второго порядка (от 15–20 до 100–200 м). В них различаются по 3–4 члена (снизу вверх): карбонатные, нередко водорослево-строматолитовые, в разной мере обогащенные галогенным материалом; ангидрито-доломитовые; соляные; сульфатно-карбонатно-глинистые. Максимальную мощность (до резко преобладающей в раздувах) имеют соляные члены. Прослежены также циклы еще более высоких порядков: третьего – мощностью первые метры и четвертого – мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров.

ГФ согласно залегает на среднемотской карбонатно-терригенной формации венда, перекрывается красноцветной сульфатонесущей E_2-O_1 , ГФ 46. Характерны следующие латеральные взаимоотношения ГФ с разновозрастными комплексами. Вдоль большей части обрамлений наблюдаются довольно резкие (на коротких расстояниях) переходы от галогенных отложений к нормально-морским мелководным карбонатным: на севере и северо-востоке к рифогенным (и далее к депрессионным доманикового типа), на юго-востоке к биогермным (далее к шельфовым). Вблизи карбонатных обрамлений галогенные члены циклов из разрезов выпадают и им во многих случаях отвечают перерывы [Писарчик и др., 1975; Грачевский и др., 1976]. На юго-востоке в контурах ГФ И. К. Королюк прослежена прерывистая полоса внутрибассейновых (внутриформационных) рифогенных образований, субпараллельных внешней барьерно-рифовой зоне и отделенных от нее окраинными прогибами солеродного бассейна. К этой полосе тяготеют участки калиеносности [Рифогенные ... , 1990]. В юго-западном обрамлении ГФ в разновозрастных с ней отложениях локально установлены терригенные красноцветы.

Галогенная седиментация осуществлялась в обширнейшем эпиконтинентальном бассейне с фоновой карбонатной седиментацией, с трех сторон обрамленном отшельными рифогенными барьерами, отделявшими бассейн на северо-западе и северо-востоке от более глубоководных морских водоемов, а на юго-востоке и временами, вероятно, на юго-западе – от шельфового моря [Страхов, 1962; Писарчик, 1963; Жарков, 1974; Писарчик и др., 1975; Рифогенные ... , 1990]. На юго-западе предполагается наличие островной суши. Бассейн соленакопления многократно, к началу каждой фазы галогенеза, пульсационно осложнялся прогибами некомпенсированного типа, занимавших довольно устойчивое положение. В юго-восточной части бассейна И. К. Королюк была прослежена прерывистая полоса внутрибассейновых рифогенных поднятий, отделенных от внешней барьерно-рифовой зоны окраинными прогибами солеродного бассейна. Заслуживает внимания тяготение к этой полосе восточных зон калиеносности и промышленной нефтегазоносности. Позже в подсолевом осинском горизонте были выделены зоны биогермообразования [Мельников, 2009].

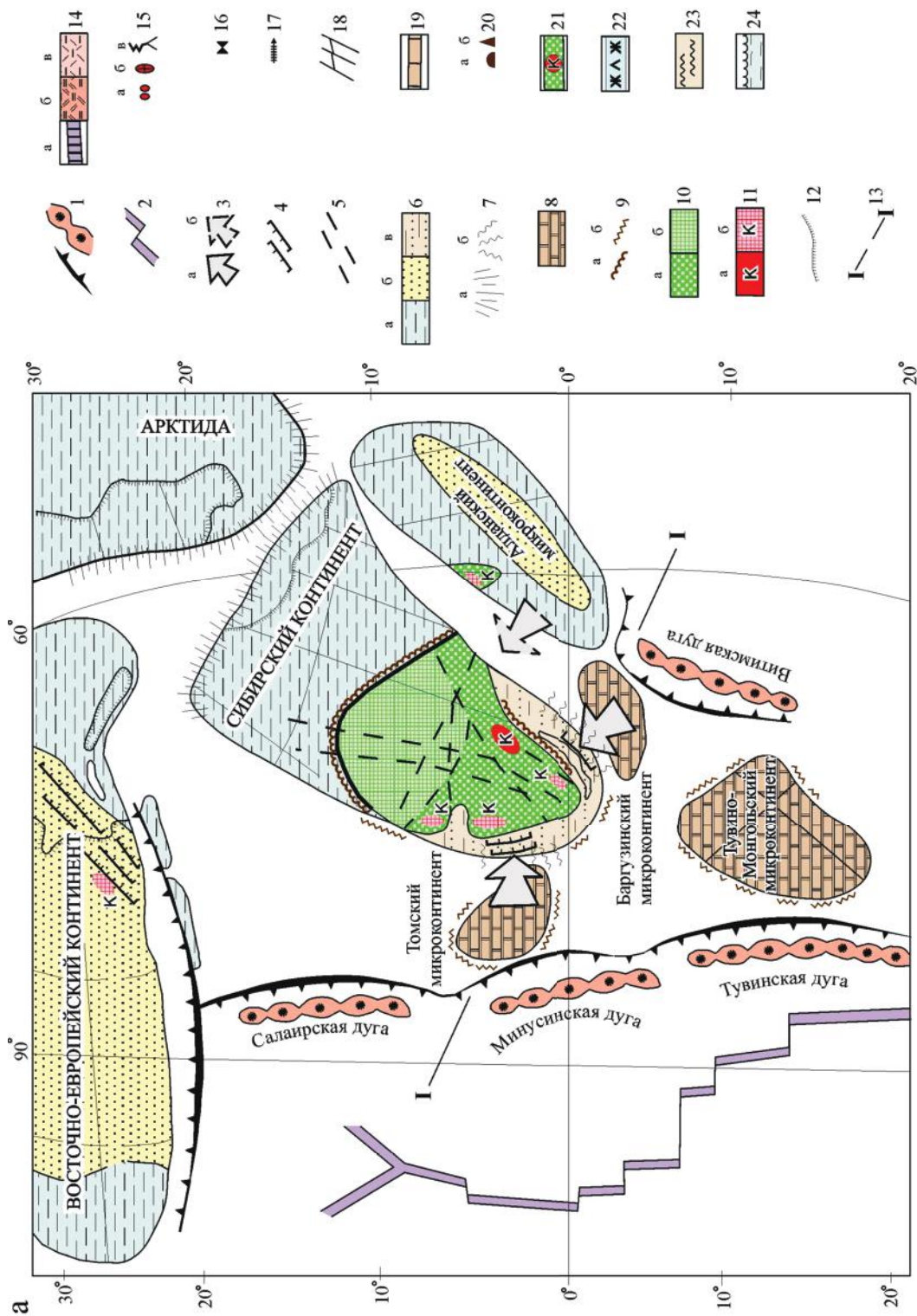
Образование формации относится к вендско-раннеордовикскому этапу развития чехла, полностью охватывает интервал от конца трансгрессивной до начала регрессивной стадии, включая всю инундационную. В этом состоит одна из характерных особенностей рассматриваемой формации. В отличие от типичных для большинства плитных комплексов двух уровней галогенеза: одного трансгрессивного, часто отвечающего основанию карбонатных тел (типа карбонатных платформ), другого регрессивного, связанного с их кровлей, в рассматриваемой ГФ эти уровни как бы слились между собой, расщелив обширнейшее карбонатное тело гигантскими соляными линзами.

Палеотектоническая позиция седиментационного бассейна в период галогенеза (рис. 3.42): выступающий к югу (в современных координатах) залитый морем угол крупного континентального блока, заключенный между обрамлявшими его вдоль западной и юго-восточной окраин подвижными поясами с активным проявлением позднебайкальского и салаирского диастрофизма. С его основными фазами коррелируются стратиграфические интервалы галогенеза. В период галогенеза угол этого блока представлял собой область сложного сопряжения ограничивавших его краевых систем (Лено-Патомской и Присяянской, связанных с орогенами незавершенного развития) и ряда осложнявших его внутрикратонных рифтогенных палеоструктур, также испытывавших влияние перисубдукционной активизации со стороны активных окраин.

ГФ представляет собой по сути громадную расслоенную залежь каменной соли, состоящую из нескольких гигантских линзовидных соляных пластов, максимально локализованных в усольской, бельской и ангарской свитах. Ее ресурсы (сотни триллионов тонн) практически неограничены. В настоящее время разведано 23,0 млрд т, передано предприятиям 7,4 млрд т; ежегодная добыча 1,1–1,3 млн т (Назарьев и др., 2010). Разрабатываются Братское, Зиминское, Тыретское и Усольское месторождения.

Калийные соли в промышленных концентрациях установлены в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 3.41) в низах ангарской свиты нижнего кембрия на площади, охватывающей Суриндо-Гаженский прогиб и обрамляющие его соляные антиклинали [Малых и др., 1987; Высоцкий и др., 1988; Борисенков, 1998]. Калийные соли хлоридно-калиевого типа – сильвин-карналлитовые; на большей части площади развит карналлитовый тип разреза, на меньшей – сильвинитовый и смешанный. Калийные соли образуют слои, прослой, линзы (мощностью от 0,5 до 93 м) в пачке мощностью от 1,5 до 163, реже до 300 м; находятся на глубинах 600–1200 м. Залегание в пределах прогиба относительно спокойное, в зонах проявления соляного тектогенеза значительно усложняется.

Выявлено и разведано Непское месторождение калийных солей – первое из открытых в Восточно-Сибирском бассейне, пока наиболее значительное и лучшее в России по качеству руд. Месторождение расположено в пределах одноименной калиеносной площади (~120 км²). Калиеносная пачка (мощностью 100–160 м) содержит здесь шесть калийных горизонтов максимальной мощностью 35–45 м. Промышленные пласты развиты на нескольких уровнях. В центральной части месторождения развит сильвинитовый тип разреза, по периферии карналлитовый, между ними смешанный. Содержание KCl в продуктивных пластах 22,4–48,7%. Калиеносная пачка залегает субгоризонтально на глубинах 760–910 м. Общие запасы сильвинита 2,3 млрд т (1,5 млрд т K₂O) при среднем содержании K₂O около 22,1%, а также еще 0,6 млрд т при бортовом содержании K₂O 15% [Назарьев и др., 2010]. Величина прогнозных ресурсов всего калиеносного района оценивается от 6 до 13,5 млрд т [Корневский, 1986; Высоцкий и др., 1988]; по последним оценкам общий ресурсный потенциал сильвинита 15 млрд т [Назарьев и др., 2010]. Возможна разработка калийных руд шахтным способом. Главный метод эксплуатации – подземное выщелачивание через скважины (скважинное растворение и гидродобыча) [Аксенов и др., 2008]. Подготовлена шахтная разработка. Месторождение комплексное, попутно производятся поваренная соль и бром.



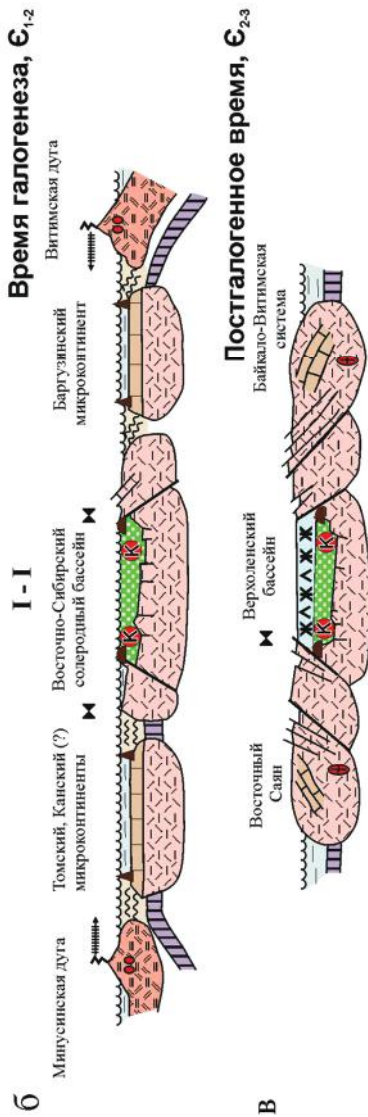


Рис. 3.42. Палеогеодинамическая и седиментационная ситуация в пределах Сибирского палеоконтинента в период кембрийского галогенеза (поздний венд – кембрий). Сост. Г. А. Беленицкая. Палинпластические реконструкции по [Зоненшайн и др., 1987, 1990]; на плане и на профилях развернуты примерно до современной ориентировки

a – план на время галогенеза (зн. 1–13); 1 – зоны субдукции и островные вулканические дуги; 2 – оси спрединга; 3 – напряжения сжатия (пунктир – вероятные); 4 – зоны столкновения; 5 – крупные тектонические нарушения; 6 – палеогеографические обстановки (в пределах участков континентальной коры); *a* – морские, *b* – континентальные, *в* – чередование морских и континентальных; 7 – комплексы пассивных окраин континентов (*a*), то же, деформируемые (*b*); 8 – карбонатные платформы; 9 – линейные зоны рифов в обрамлении; *a* – кембрийского солеродного бассейна, *b* – палеоконтинентальных блоков; 10, 11 – площади устойчивого (*a*) и вероятного (*b*) накопления кембрийских солей; 10 – галитовых, 11 – хлоридно-калиевых; 12 – фрагменты контуров современной суши (в пределах палеоконтинентальных блоков); 13 – условное положение линии профиля.

б, в – профили (зн. 14–24) на время галогенеза (*б*) и на постгалогенное время (*в*): 14 – типы коры: *a* – океаническая и субокеаническая, *б* – островная, *в* – континентальная; 15 – внутрикоровые очаги магмообразования (*a*), палингнейсовое купола (*б*), действующие вулканы (*в*); 16 – напряжения сжатия; 17 – направления перемещения плит; 18 – зоны складчато-надвиговых деформаций; 19 – комплексы карбонатных платформ; 20 – рифогенные комплексы в обрамлении: *a* – солеродного бассейна, *б* – палеомикроконтинентов; 21 – нижне-средне-кембрийские галогенные калиеносные отложения; 22 – верхнекембрийские красноцветные сульфатносные отложения; 23 – деформируемые осадочные комплексы; 24 – морские и океанические бассейны

Проявления калийных солей имеются и в других частях бассейна (на юго-западе, юге, востоке) на разных уровнях разреза, в основном в верхней части ангарской свиты и в верхней трети усольской. Наибольшими перспективами обладают обширные территории Непско-Ботубобинского района. Кроме того, значительные перспективы связываются с Киренгской, Илгинской и Зиминской площадями на юге бассейна, а также с Канско-Тасеевской и Байкитской на западе.

Гидроминеральное сырье — одно из наиболее перспективных богатств Восточной Сибири. Практически на всей территории распространения ГФ (а на севере также и на обширных прилегающих областях) в соленосных и подсолевых отложениях нижнего кембрия и докембрия распространены уникальные по своему составу крепкие и предельно крепкие хлоридные кальциевые и натриево-магниевые-кальциевые подземные рассолы, обогащенные целым комплексом важнейших макро- и микрокомпонентов — К, Mg, Li, Br, Sr, B, Rb, Cs и др. (табл. 3.6, 3.7). Изучением химического и газового состава таких рассолов, условий их формирования и распространения по отдельным горизонтам и регионам занимались разные организации и многие исследователи [Основы ... , 1982; Басков и др., 1989; Дзюба, 1984; Анциферов, 1989, 2004; Рябцев, 2004; и др.]. Минерализация рассолов, намного превышающая предельную растворимость галита (320 г/л), достигает 400–600 г/л и более, а их плотность 1,3–1,4 г/см³ и выше. Высокие содержания хлора, кальция, магния и натрия сопровождаются значительными концентрациями калия, брома, лития, рубидия, стронция, марганца и других промышленно ценных компонентов. Их концентрации намного превышают кондиции, необходимые для промышленного освоения (табл. 3.6, 3.7). В последние годы в рассолах обнаружены повышенные содержания молибдена, вольфрама, циркония и др. [Анциферов, 2004]. Такие рассолы являются многокомпонентным гидроминеральным сырьем — «жидкой рудой». Эти подземные «жидкие руды» столь высокого качества в природе встречаются сравнительно редко, а в таких колоссальных количествах пока больше нигде не известны. Поэтому остановимся немного подробнее на особенностях их состава, распространения и запасов, используя данные работ [Анциферов, 1989, 2004; Рябцев, 2004; и др.], частично отраженных в табл. 3.6–3.8.

Крепкие и предельно крепкие рассолы с разным дебитом ныне вскрыты практически на всех нефтегазоразведочных площадях Иркутской области, юга Красноярского края и юго-запада Республики Саха (Якутия). Они получены при бурении и испытании скважин из различных горизонтов нижнего кембрия и докембрия с различных глубин. На юге платформы из многих скважин получены мощные фонтаны рассолов до 1000–3000 м³/сут. и более (нередко совместно с газом или нефтью). Интенсивные рассолопроявления стали причиной преждевременного прекращения бурения некоторых скважин. Целенаправленные региональные исследования рассолов с количественной оценкой их ресурсов проведены на территории Ангаро-Ленской, Тунгусской, Юрубчено-Тохомской и юго-западной части Непско-Ботубобинской областей, в том числе на многих месторождениях нефти и газа (Юрубченском, Верхнечонском, Талаканском, Даниловском, Дулисьминском, Пилюдинском, Ярактинском, Марковском и др.) [Анциферов, 2004]. Ресурсы оценены пока лишь для нижней части соленосных отложений (осинский карбонатный пласт) и подсолевых терригенных отложений венда и верхнего рифея.

Таблица 3.6
Химический состав рассолов и промышленные компоненты гидроминерального сырья
Восточно-Сибирского соленосного бассейна

Ион	Кондиции	Е _{1,2}		Е _{1,м-ап}		R-V		Среднее АЛ + НБ
		АЛ	НБ	АЛ	НБ	АЛ	НБ	
г/л	[1]	[2, 4]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[3]
ΣМ		250 / 626	380 / 630	393 / 600	397 / 550	356 / 457	359 / 380	330
Na		50 / 90	43 / 126	44 / 70	42,3 / 164	36,5 / 82,0	36,9 / 12,5	40,2
K	1	5,8 / 26,0	10,0 / 19,5	14,3 / 30,0	16,6 / 23,0	6,5 / 21,0	8,3 / 22,4	8,58
Ca		30 / 183	80 / 167	44 / 161	80 / 145	75 / 114	75 / 150	63,6
Mg	1-5	4 / 42	12 / 42	3 / 14	13 / 18	12 / 31	10 / 64	7,95
Cl		150 / 405	240 / 406	227 / 376	246 / 325	225 / 238	227 / 302	201
SO ₄		1,5 / 6	1,4 / 4,4	0,9 / 3	0,5 / 0,6	0,2 / 1,0	0,2 / 0,9	1,60
HCO ₃		0,3 / 4	0,4 / 3,8	0,4 / 1,2	0,4 / 1,3	0,3 / 5,0	0,3 / 12,2	0,48
Br	0,2-0,25	1,9 / 9,0	3,5 / 11,0	5,6 / 12,0	5,8 / 9,3	5,2 / 7,2	5,6 / 8,0	4,42
Sr	0,3	3,9 / 8,0	5,5 / 5,5	4,4 / 8,0	2,2 / 3,4	2,9 / 6,3	2,9 / 5,0	2,58
мг/л								
J	10	5,4 / 8,0	17,0 / 50,0	5,0 / 8,0	12,0 / 25,0	6,0 / 8,0	29,0 / 25,5	4,0
Li	10 (20)	24,0 / 380; 500 [4]					/ 28; 71	24,0
Rb	3	15 / 30	9 / 9	17 / 64	10 / 23	8 / 25	9 / 25	5,0
Cs	0,5	0,06	—	—	—	0,88 / 2,2	0,46 / 0,81	0,06
B	50	124 / 364; 900 [4]	76 / 306	67 / 159	128 / 266	52 / 278	83 / 282	36,0
Fe ⁺⁺		220	—	—	—	801 / 1750	380 / 1174	220
Mn	10	92 / 165	274 / 380	—	—	195 / 460	171 / 286	300
NH ₄		197 / 760	238 / 340	414 / 1244	659 / 1860	322 / 1042	287 / 810	

Примечания. Цифры слева — средние значения, справа — максимальные. Полу жирным шрифтом выделены компоненты рассолов, находящиеся в промышленных концентрациях. Е_{1,2} — соленосная формация, Е_{1,м-ап} — нижний комплекс соленосной формации, R-V — подсолевой комплекс. АЛ — Ангаро-Ленская ступень, НБ — Нелско-Ботубинская антеклиза. [1] — [Анциферов, 2004]; [2] — [Анциферов, 1989], с дополнениями; [3] — [Основы ..., 1982]; [4] — [Государственная ..., N-48, 2006].

Таблица 3.7
Характеристика месторождений гидроминерального сырья Восточно-Сибирского соленосного бассейна

Компонент	Кондиции	Дулисьминское	Верхне-чонское	Ковыктинское (Иркут. обл.)	Знаменское (Иркут. обл.)	Балыхтинская (Иркут. обл.)	Тыретская (Иркут. обл.)	Верхнекостинское (Эвенкия)	Сухотунгусское (Красноярск)	Удачинское (Саха)
г/л										
ΣМ				544	503			444	375	360
Na	50(NaCl)	35,1	18,2	1,9	2,4			50,2	46,8	35,6
K	1,0	4,9	7,8	11,7	4,3	20,12	20,45	19,7	23,1	20,3
Ca		87,7	99,4	154,0	134,3			81,7	58,8	65,5
Mg	1-5	9,9	10,5	29,0	28,5			11,2	9,5	11,2
Cl		241,7	239,0	338,9	322,5			271,8	233,9	220,0
Br	0,2-0,25	5,97	5,8	6,3	10,6	8,3	7,9	5,6	3,2	4,8
Sr	0,3	2,23	2,04	От 0,8 до 33	От 0,8 до 33			От 0,8 до 33	От 0,8 до 33	От 0,8 до 33
мг/л										
J	10	7,0	5,0							
Li	10(20)	35	47	390	480	500	220	450	220	414
Rb	3	8	13	0,4		20				
Cs	0,5					900	100			
B	50	41	51							
Mn	10	125	56							

Примечания. Полу жирным шрифтом выделены микрокомпоненты рассолов, находящиеся в промышленных концентрациях. 1 – [Рябцев, 2006]; 2 – [Анциферов, 2004]; 3 – [Государственная ... , N-48, 2006].

Таблица 3.8

Прогнозные ресурсы и эксплуатационные запасы гидроминерального сырья в рассолах НГО и отдельных месторождений Восточно-Сибирского соленосного бассейна [Анциферов, 2004]

Компонент	АЛ	ЮТ	НБ	Дулисьмин- ское м-ние	Верхнечон- ское м-ние
	R+Є ₁ os	R+Є ₁ os	V ₂		
	P ₂	P ₁₊₂	ΣP ₁	C ₂	C ₂
г/л	млн т	млн т	млн т	тыс. т	тыс. т
K	5660	140,52	1627	17,72	18,64
Mg	9030	137,28	1616	35,77	25,07
Br	2425	53,26	794	21,60	13,79
Sr	3108	17,97	372,4	8,44	4,85
мг/л	млн т	млн т	млн т	тыс. т	тыс. т
J	—	0,184	1,71	0,02	0,01
Li	105,5	1,23	9,0	0,13	0,11
Rb	11,6	0,082	1,3	0,03	0,03
Cs	0,52	—	—	—	—
B	106,8	3,02	15,3	0,15	0,12
Mn			24,2	0,45	0,13
Ресурсы солей	7600		2200		
Ресурсы рассолов, км ³	1010	16,56	164,3	—	—

Примечания. НГО: АЛ – Ангаро-Ленский, ЮТ – Юрубчано-Тахомский (Байкитский), НТ – Непско-Ботуобинский; V, R – вендские (V) и рифейские (R) отложения. P₁, P₂ – прогнозные ресурсы гидроминерального сырья по категориям P₁ и P₂; C₂ – эксплуатационные запасы по кат. C₂.

На отдельных нефтегазоконденсатных месторождениях (Дулисьминском, Верхнечонском), где зафиксированы устойчивые дебиты рассолов при бурении и испытании скважин, подсчитаны эксплуатационные запасы кат. C₂ (табл. 3.8). В целом же по Сибирской платформе для всего разреза соленосных и подсолевых отложений количественная оценка еще не проводилась. По ориентировочным оценкам они огромны и, по-видимому, являются крупнейшими в мире.

При комплексной безотходной переработке сибирских рассолов с извлечением всех или большинства их полезных компонентов можно получить разнообразную товарную продукцию, в том числе хлористые соединения кальция, магния, натрия, калия, марганца, лития, рубидия, стронция, бром жидкий, бромиды кальция и натрия, окись кальция и магния, кислоту борную, йод технический, другие химические конкурентоспособные товары [Анциферов, 2004]. Капитальные вложения в реализацию комплексной переработки сибирских рассолов могут полностью окупиться значительно быстрее нормативных сроков, однако пока она в промышленных масштабах не осуществляется. Незначительная часть рассолов, получаемых при бурении и испытании скважин, используется для приготовления соленых

буровых растворов, которые необходимы для проходки соленосных отложений.

Промышленное освоение рассолов задерживается самим их уникальным химическим составом, требующим для их переработки специальных технологических схем. Ряд таких схем с получением литиевых, магниевых, бромных продуктов и йода разработан сибирскими учеными; обоснована также возможность получения соединений бора, рубидия, цезия и стронция. Несомненные взаимные выгоды несет сопряженность промышленного освоения рассолов одновременно с освоением ресурсов углеводородного сырья. Их совместные добыча и переработка могут стать дополнительным источником инвестиций в освоение месторождения нефти и газа. Обоюдный интерес такой кооперации очевиден: нефтегазодобытчики избавляются от дорогостоящей утилизации попутных рассолов, а химическое производство получает дополнительный объем рассолов для переработки. Наиболее благоприятны для комплексного освоения углеводородного и гидроминерального сырья в настоящее время территории юга Иркутской области и юго-запад Республики Саха (Якутия), где находятся гигантское Ковыктинское, Верхнечонское, Чаяндинское, Талаканское и другие месторождения газоконденсата и нефти. Предлагаются также варианты добычи и переработки рассолов на ранее пробуренных глубоких скважинах, вскрывших рассолоносные горизонты с «жидкой рудой», нередко самоизливавшиеся и даже фонтанировавшие.

Железорудные магнетитовые месторождения ангаро-илимского типа являются еще одним интереснейшим видом оруденения, весьма характерным для соленосного бассейна, где этот тип и был установлен. Широко проявившийся в пермо-триасовое время на обширных территориях Сибирской платформы трапповый магматизм характеризовался интенсивным развитием многочисленных вулканических трубок взрыва. Ареалы их развития охватывают практически всю территорию распространения кембрийских соленосных толщ. К трубкам взрыва, выполненным раздробленными туфами и вмещающими породами, интенсивно измененными гидротермально-метасоматическими процессами, приурочено большое число магнетитовых месторождений.

Условия образования магнетитовых месторождений ангаро-илимского типа рассмотрены в работах [Павлов, 1975; Басков, Суриков, 1989; Фондер-Флаасс, 1997; и др.]. Их формирование, отчетливо связанное с проявлениями траппового магматизма, является итогом взаимодействия горячих рассолов (или соляно-рассольных масс) с интрузивными породами на уровне соленосных толщ и на путях их восходящей миграции вдоль трубок взрыва и в ореолах их влияния к поверхности Земли.

В ареале распространения кембрийских соленосных толщ установлен целый ряд железорудных провинций и районов рассматриваемого типа. Наиболее изучена Ангаро-Ленская провинция. В ней разведано 11 месторождений с суммарными запасами 1,9 млрд т [Назарьев и др., 2010]. Из них три месторождения разрабатываются (Коршуновское, Рудногорское, Татъянинское), одно (Красноярское) подготовлено к освоению, семь зарезервировано (в том числе очень крупные, с запасами руды 150–600 млн т). Содержание железа в рудах 30–35%; руды легкообогатимые.

Территория соленосного бассейна отвечает крупнейшей Лено-Тунгусской *нефтегазоносной провинции* с установленной промышленной нефтегазоносностью и с весьма высоким потенциалом. Основная про-

мышленная нефтегазоносность связана с подсолевыми отложениями, частично с низами соленосных комплексов. Вендско-нижнекембрийские комплексы являются главными продуктивными подразделениями, содержащими регионально распространенные резервуары. Соляная толща для большей части территории рассматривается как основная региональная покрывка. Уже открыто свыше 20 крупнейших нефтяных, нефтегазовых и газоконденсатных месторождений. Основной нефтяной потенциал связан с Непско-Ботубинской НГО, где открыто более 10 месторождений, а газоконденсатный с Ангаро-Ленской НГО, на территории которой выявлено 11 месторождений газа, в том числе уникальное Ковыктинское газоконденсатное с запасами газа около 2 трлн м³. Для Иркутской области суммарные ресурсы нефти оцениваются в 2,5 млрд т, конденсата 460 млн т, газа 11,0 трлн м³.

Восточная Сибирь в настоящее время является основным гелийсодержащим регионом России. Здесь в составе газов под- и межсолевых отложений открыта и осваивается уникальная газогелиевая сырьевая база. В табл. 3.9 приведены запасы гелия в основных гелийсодержащих месторождениях Восточной Сибири. Содержание гелия в этих месторождениях (0,1–0,6%) при имеющихся запасах гелийсодержащего газа выше пределов рентабельности [Якуцени, 2001]. Существенно, что содержание

Таблица 3.9

Запасы гелия в углеводородных газах главнейших месторождений на территории Восточно-Сибирского соленосного бассейна
[Белинкин и др., 2006]

Нефтегазоносная область (НГО), месторождение и его тип *	A+B+C ₁		C ₂ , млн м ³	Всего, млн м ³
	Всего, млн м ³	% от запасов России		
Ангаро-Ленская НГО				
Ковыктинское ГК	3880,4	40,6	1181,1	5061,5
Непско-Ботубинская НГО				
Марковское НГК	37,4	0,4	14,7	52,1
Ярактинское НГК	92,9	1,0	2,2	95,1
Дулисьминское НГК	136,9	1,4	50,4	187,4
Талаканское НГК	88,9	0,9	52,9	141,8
Верхневилучанское НГ	124,0	1,3	54,9	179,0
Тас-Юряхское НГК	409,1	4,3	50,2	459,3
Среднеботубинское НГК	605,3	6,3	45,1	650,4
Чаяндинское НГК	1848,9	19,3	5341,5	7190,4
Катангская НГО				
Пайгинское НГК	51,1	0,5	0,4	51,5
Собинское НГК	795,6	8,3	111,3	906,9
Всего	8079,6	84,3	6904,7	14 984,3

* Главнейшие месторождения (с начальными запасами свободного газа кат. A+B+C₁ более 30 млрд м³); НГ – нефтегазовые, НГК – нефтегазоконденсатные, ГК – газоконденсатные.

гелия в газах месторождений Восточной Сибири на порядок выше, чем на Оренбургском месторождении, на базе которого работает единственный ныне действующий в России (и в Европе) гелиевый перерабатывающий комплекс. В 11 крупнейших месторождений заключено 97,8% запасов гелия по категориям А+В+С₁ и С₂ Восточной Сибири и около 85% России [Белинкин, 2006]. Основные установленные и прогнозируемые запасы и ресурсы гелия сосредоточены в Непско-Ботуобинской, Ангаро-Ленской и Катангской НГО. По геологическим запасам гелия Россия занимает первое место в мире. Главная доля приходится на Ковыктинское (40,55%), Чайндинское (19,32%) и Собинское (8,31%) месторождения. Гелий из Ковыктинского месторождения может обеспечить 25–30% потребностей мирового рынка. С разработкой Ковыктинского месторождения природного газа связан крупнейший гелиевый проект России (Гелий ... , 2007).

Рациональное освоение высокогелиевых газовых месторождений предполагает их комплексную переработку с извлечением гелия и продуктов для нефтехимии (этан, бутан и др.). Важной проблемой является также хранение избытка гелия. Наряду с подземными хранилищами гелиевого концентрата на базе отработанных месторождений природного газа, наиболее целесообразным считается создание подземных хранилищ гелия в соляных толщах усольской свиты (Гелий ... , 2007).

Совпадение основных регионов и резервуаров распространения галургического, гидроминерального, углеводородного и гелиевого сырья является важнейшей особенностью Восточно-Сибирского бассейна. Характерно, что Непско-Ботуобинский район с установленной промышленной калиеносностью и Ангаро-Ленский перспективный на ее обнаружение являются также и наиболее перспективными на все другие виды продуктивности.

Восточно-Сибирский бассейн, 46, E_2m-O_1 ; сульфатно-кальциевый тип, терригенно-карбонатный подтип, пестроцветная, 1[2?]В[Б,Д]а[в,г]; [Страхов, 1962; Жарков, 1974; Писарчик и др., 1975; Малич и др., 1980; Основные ... , 1981; Геологическое ... , 1987; и др.].

ГФ распространена на большей центральной и юго-западной части платформы, в целом наследуя область развития калиеносной верхневендско-среднекембрийской. Мощность от 400–500 до 1000–1600 м. Галогенные породы: гипсы, реже ангидриты, в центральных слабоизученных районах предполагаются соли [Жарков, 1974]. Гипсы образуют слои, пачки (до 20–30 м), пластово-линзовидные залежи, часто маломощные прослои (от долей до 3–5 м), мелкие скопления, вкрапленники, прожилки; как правило, сами гипсы содержат примесь негалогенного материала. Сульфатонасыщенность неравномерная, не выдержанная по площади и по разрезу, относительно повышенная на четырех уровнях: на двух – в верхоленской свите (E_2m-E_3) и двух – в нижнеордовикских образованиях. На нижних уровнях сульфатонасыщенность до 10–15, в отдельных пачках до 50–60%, с максимумом в основании. На верхних она заметно ниже, до 5–10%, гипсы здесь развиты более ограниченно по площади, образуют более редкие и менее мощные прослои (от долей сантиметра до 1,5 м, редко больше), преобладают послойные мелкие вкрапления и нитевидные прожилки.

Среди пород негалогенного ряда наиболее распространены пестроцветные (красноцветные) песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняково-доломитовые породы. Количество красноцветов уменьшается вверх по разрезу и от южных районов к северным (от 60–70 до 30–40%). Широко развиты строматолитовые образования, участвующие

в циклическом переслаивании пород и формирующие биостромные (в E_{2-3}) и биогермные (в O_1) постройки и выдержанные пласты протяженностью десятки – сотни километров.

Формация согласно с постепенным переходом, местами с размывом, залегаёт на верхневендско-среднекембрийской ГФ и с размывом перекрывается пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями O_{2-3} , на отдельных площадях сульфатоносными (ГФ 47). По латерали на севере и северо-востоке замещается рифогенными отложениями, на северо-западе морскими глинисто-карбонатными, а вдоль юго-западного и юго-восточного обрамлений континентальными терригенными красноцветными образованиями.

ГФ связана с регрессивно-эмерсивной стадией развития каледонского комплекса чехла, сопряженной с фазами становления южного орогенного обрамления.

Область седиментации располагалась между морским бассейном, отгороженным рифогенным барьером на севере, сушей или архипелагами островов на юге и востоке и орогенными поднятиями на западе. Эта обширная область постепенного перехода от морского побережья к наклоненной к морю плоской равнине, слабоприподнятой и слаборасчлененной, с небольшими периодически заливавшимися водоемами, представляла собой неустойчивое сочетание и тесное переплетение сзбх, лагун, приливно-отливных зон, засоленных низменных равнин, частично мелководно-морских обстановок. Для обстановок такого типа рассматриваемая ГФ может служить литотипической [Страхов, 1962; Писарчик и др., 1975; Жарков, 1974].

С ГФ связана обширная Восточно-Сибирская мегапровинция медистых песчаников и сланцев с многочисленными рудопроявлениями и точками медной и в меньшей мере медно-свинцовой и свинцово-цинковой минерализации. Выделен ряд провинций и районов, локализованных главным образом по периферии данной ГФ, частично выходящих за ее пределы, но при этом расположенных в контурах нижележащей верхневендско-среднекембрийской ГФ. Главные из них – Приенисейская (Приангарский район) и Прибайкальская провинции (Верхнеленский и Ангаро-Тунгусский районы) [Малич и др., 1980; Наркелюн и др., 1983; Мирошников, 1986; и др.].

В Приангарском районе прослежено семь медистых горизонтов мощностью от 2 до 3 (5) м с содержанием меди 0,2–1,2% [Наркелюн и др., 1983; Назарьев и др., 2010]. В распределении в разрезах медной и сопутствующей минерализации отмечаются две закономерности [Наркелюн и др., 1983; Мирошников, 1986]: 1) связь с горизонтами развития строматолитовых пластов, биостромных и примитивных биогермных построек; 2) на фоне развития среди пестроцветных комплексов избирательная локализация в прослоях сероцветных глинистых пород с несколько повышенной углеродистостью.

В Прибайкальской провинции меденосные горизонты локализуются главным образом в нижних (кембрийских) частях разрезов, а медно-цинковые в верхних (ордовикских). В Верхленском рудном районе зафиксировано свыше 20 проявлений медистых сланцев, на нескольких медь добывалась еще в XVIII в. Основной оруденелый горизонт прослежен на расстояние свыше 100 км. Мощность рудного пласта 0,3–0,4 (до 2) м, содержание меди от 0,6 до 2,0 (7,0)%. Кроме Cu, в рудоносных породах

содержатся Pb, Zn, As, Mo, Bi, Sn и др. [Наркелюн и др., 1983]. Общие прогнозные ресурсы составляют 4,7 млн т [Назарьев и др., 2010].

Тунгусский бассейн, 49, S₂; сульфатно-кальциевый тип, глинисто- и терригенно-карбонатный подтипы, пестроцветная, 1Бв,Ва,в; [Жарков, 1974; Литолого-фациальные ... , 1979; Малич и др., 1980; Бергер и др., 1987].

ГФ распространена на значительной территории северной части Тунгусской синеклизы. Обнажена и вскрыта скважинами. Мощность до 120–150 м в восточной части, в Марха-Моркокинском районе, и до 200–250 м в западной части в Норильском районе.

Галогенные породы представлены гипсами, реже ангидритами, образующими слои, прослои (2–10 м), линзы, мелкие четковидные послойные включения или прорастания. Широко развиты породы смешанного сульфатно-карбонатного состава и пачки переслаивания с карбонатными породами (до 10–15 м). Сульфатонасыщенность на северо-востоке до 30–40%. Вмещает, главным образом на лудловском уровне, водорослево-строматолитовые доломиты, иногда также с включениями сульфатов.

Выделяются западный и восточный подтипы разрезов. В западном негалогенные породы представлены мергелями, доломитами, в той или иной мере глинистыми, аргиллитами, реже известняками. Мощность 100–250 м. Восточный подтип отличается присутствием терригенных пород, повышенным содержанием пестроцветных мергелей, аргиллитов, алевролитов, меньшей сульфатонасыщенностью и несколько меньшими мощностями сульфатных прослоев (до 1,5–2 м) и формации в целом (до 120–150 м).

Формация согласно залегает на карбонатных отложениях S₁, перекрывается ГФ D₁ž (50), а в Марха-Моркокинском районе более молодыми комплексами.

Осадконакопление происходило в обширных мелководных морских бассейнах. Образование ГФ соотносится с регрессивным осложнением (S₂–D₁) инундационной стадии развития среднепалеозойского комплекса чехла [Малич и др., 1980], сопряженным с поднятиями, охватившими в позднем силуре большую часть платформы в связи с проявлениями позднекаледонского диастрофизма.

Тунгусско-Таймырский бассейн, 50, D₁; хлоридно-натриевый тип, глинисто- и терригенно-карбонатный подтипы, пестроцветная, 1,2Б,Ва[б]; [Соляная ... , 1973; Литолого-фациальные ... , 1979; Малич и др., 1980; Старосельцев, 1989; Государственная ... , лист R(45)–47, 2000; и др.].

Распространена в северо-западной и северной частях Тунгусской синеклизы. По-видимому, продолжается в пределы Енисейско-Хатангского прогиба. Мощность 100–200 м (до 275 м в Норильском районе).

Представлена двумя градациями: галититовой и сульфатно-кальциевой. Галититовая (мощностью до 275 м) распространена в Норильском, Центрально-Тунгусском и, возможно, в Енисейско-Хатангском районах; сульфатно-кальциевая (до 100–170 м) на остальной территории.

В галититовой градации каменная соль образует редкие прослои (до 2,5–6,0 м), обычно переслаиваясь с сульфатными породами, среди которых в этой градации преобладают ангидриты. Для сульфатно-кальциевой градации более характерны гипсы. Ангидриты и гипсы образуют слои и прослои (от долей сантиметров до 20–25 м), включения, вкрапления. Как правило, они концентрируются в верхней половине разреза. Характерны пачки (до 3–5 м) неравномерного разномасштабного (вплоть до ленточного) переслаивания ангидритов и гипсов с карбонатными породами,

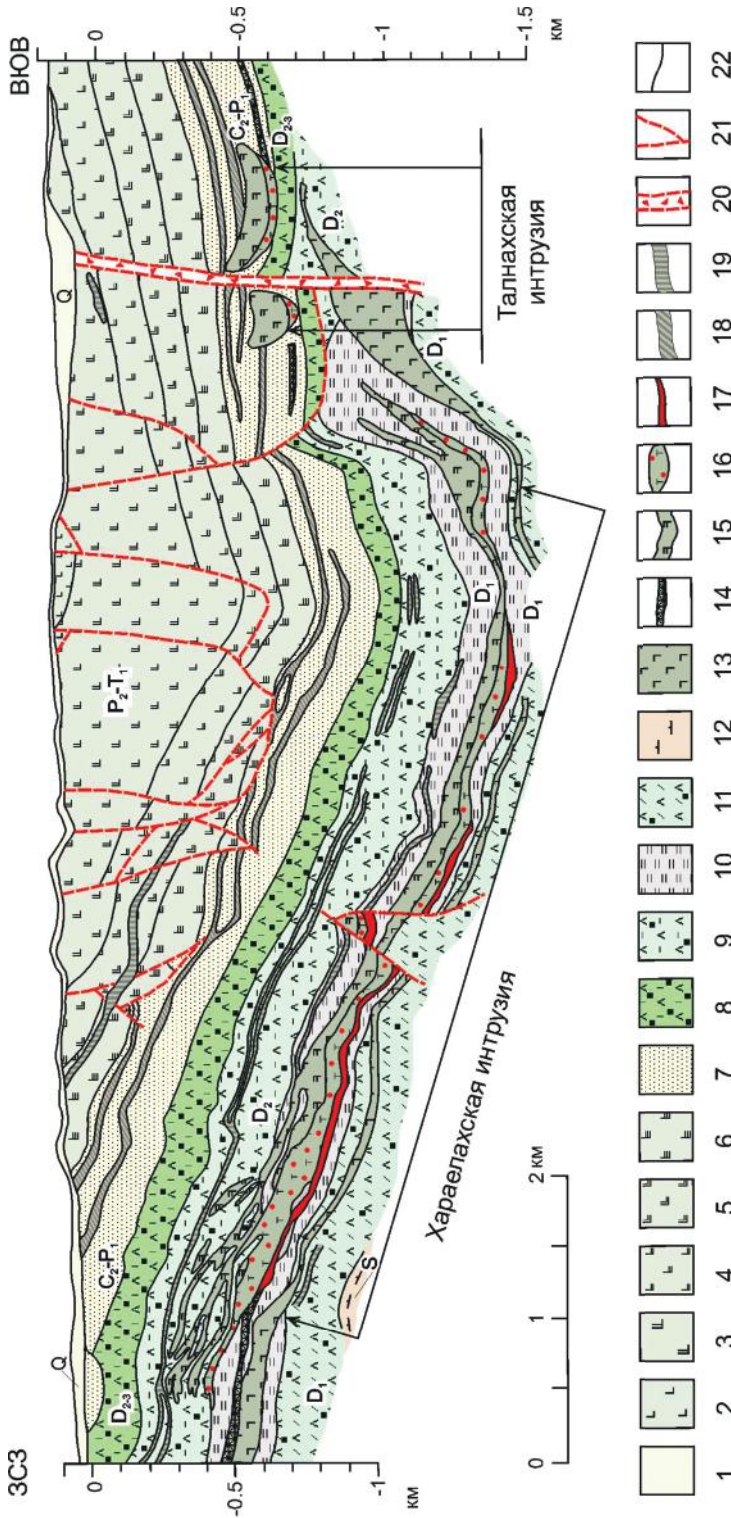


Рис. 3.43. Геологический разрез Норильско-Хараелахского района. По [Надретт, 2004, с. 174; по материалам НКГРЭ], с небольшими изменениями

1 – четвертичные отложения (Q); 2–6 – вулканогенная толща (P₂-T₁), свиты: 2 – моронтовская, 3 – надежинская, 4 – гудчихинская, 5 – сыверминская, 6 – ивакинская; 7 – тунгусская серия (C₂-P₁), континентальные терригенные угленосные отложения; 8, 9 – галогенная формация (D_{2.3}): 8 – юктинская, нахозская и каларгонская свиты, доломиты, известняки, мертели, ангидриты, каменная соль, 9 – мангуровская свита, мертели, артиллиты, ангидриты, каменная соль; 10 – курейская и разведочинская свиты (D₁), артиллиты и мертели; 11 – галогенная формация (D₁), ямпяхтинская, хребтовская и зубовская свиты, мертели, доломиты и ангидриты, каменная соль; 12 – доломиты, локально прослой антидритов (S); 13 – Нижнеталнахская интрузия; 14 – силлы Хараелахской и Талнахской интрузии; 15 – габро-долериты с вкрапленными сульфидными; 16 – пикритовые и такситовые габро-долериты с вкрапленными сульфидными; 17 – массивные сульфиды; 18, 19 – силлы; 18 – трахидолеритов, 19 – долеритов; 20 – Норильско-Хараелахский разлом; 21 – прочие разрывные нарушения; 22 – геологические границы

мергелями, аргиллитами. Все эти породы содержат то или иное количество сульфатов в виде мелких линзочек, гнезд, прожилков, рассеянных кристаллов, прорастаний и т. п. Ангидрит и гипс обогащены примесью карбонатного или терригенного материала. Сульфатонасыщенность формации ~20, реже 25%.

Породы негалогенного ряда представлены мергелями, в основном доломитовыми, нередко пестроцветными, аргиллитами и доломитами, содержащими ту или иную примесь алевритового и песчаного материала, реже известняками. Количество карбонатных пород не более 15%. Прослои алевритов и песчаников редки, их мощность не превышает долей метра. Общее содержание негалогенных пород до 35–65% (в Норильском районе), локально (на востоке) до 85%.

В Норильском районе присутствуют тела интрузивных пород, составляющие до 20–25% мощности, с которыми связано Cu-Ni-Pt оруденение (рис. 3.43). Широко развиты карбонатные брекчии выщелачивания.

Формация согласно залегает на верхнесилурийской ГФ (49). Обе эти формации можно рассматривать как единый тектоно-седиментационный комплекс, связанный с S_2 – D_1 регрессивным осложнением среднепалеозойского цикла, в D_1 достигшим максимума. Согласно перекрывается нижнедевонской курейской пестроцветной формацией либо с размывом средне-верхнедевонской галогенной (ГФ 52).

В пределах Тунгусской синеклизы осадконакопление происходило в обширном остаточном морском бассейне, сохранившемся на северо-западе платформы, и в его прибрежно-лагунных зонах, в мелководных условиях, возможно, с локальными депрессионными осложнениями. Развитие последних более вероятно в пределах Енисейско-Хатангского прогиба.

Палеотектоническая обстановка времени галогенеза: северо-западный край континентального блока, ограниченный системой субмеридиональных и субширотных палеорифтогенных структур. По крайней мере часть из них, в частности Туруханская, пережила в D_1 инверсионные осложнения, связанные с завершающими фазами каледонского цикла [Милановский, 1983]. Интервал галогенеза синхронен этим фазам. Соленосные комплексы контролируются прогибами, по-видимому, сопряженными с инверсионными поднятиями.

Еще одна ГФ средне-верхнедевонского возраста (ГФ 52), также развитая в северной части Тунгусской синеклизы, но более значительно распространенная в пределах Енисейско-Хатангского прогиба, будет рассмотрена чуть ниже.

СЕВЕРНЫЙ СЕГМЕНТ:

ЕНИСЕЙСКО-ХАТАНГСКИЙ ПРОГИБ

В пределах Енисейско-Хатангского прогиба ГФ связаны с девонскими отложениями и распространены, как уже отмечалось, на двух уровнях: на нижнедевонском, где являются продолжением ГФ, рассмотренной в составе Тунгусской синеклизы, и на средне-верхнедевонском, где также частично находятся в пределах Тунгусской синеклизы, но в большей мере контролируются Енисейско-Хатангским прогибом и потому рассматриваются в его составе.

Тунгусско-Хатангский бассейн, 52, D_{2ef} – D_{3fm} ; хлоридно-натриевый тип, (вулканогенно)-терригенно- и глинисто-карбонатный подтипы, пе-

строцветная, 2В,Б[а](б) [Соляная ... , 1973; Литолого-фациальные ... , 1979; Малич и др., 1980; Проблемы ... , 1977; Нефтегазоносность ... , 1982; Общие ... , 1985; Государственная ... , листы S-48, 2007, S-49, 2007].

ГФ прослежена на севере Тунгусской синеклизы и на востоке Енисейско-Хатангского прогиба, где в Нордвикском районе развита серия прорванных диапиров, а на остальной территории лишь предполагается по геолого-геофизическим и гидрохимическим данным. Мощность до 1300 м в Турухано-Норильском районе и более 300 м в Нордвикском. Изучена плохо.

Представлена двумя градациями: галититовой (до 1300 м), установленной в разобренных Турухано-Норильском и Нордвикском районах и вероятной в разделяющем их прогибе, и сульфатно-кальциевой (до 110 м) на остальной территории. В галититовой градации каменная соль слагает слои, пачки, толщи (от 20–30 до 400 м). В Хатангском прогибе соль образует диапировые структуры. Вскрытая мощность солей более 300 м. Гипсы и ангидриты развиты по всему разрезу в виде слоев, пачек, прослоев (от долей до 15–20, иногда до 45 м), линз, включений, прожилков; часты породы смешанного сульфатно-мергельно-карбонатного состава. Сульфатонасыщенность непостоянная, изменяется по разрезу и по площади, составляет ~20–25 в Норильском районе, 5–10% в Котуй-Мойеронском. Породы негалогенного ряда представлены известняками, доломитами, домеритами, мергелями, пестроцветными аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками, карбонатными брекчиями выщелачивания. Доля карбонатных пород 15–40, мергелей и терригенных до 50–70%. Для сульфатно-кальциевой градации характерно повышенное содержание терригенных пород, для галититовой вулканогенных. В разрезе выделяются три макроцикла: эйфельско-живетский, живет-франский и фран-фаменский (наиболее крупный). Нижние члены циклов терригенно-карбонатные, верхние сульфатно-соляные.

Встречаются тела магматических пород, содержание которых достигает 5–15%, в отдельных разрезах до 25% и более. С ними связано Cu-Ni-Pt оруденение (рис. 3.43).

В Хатангском районе на прорванных диапировых структурах (Нордвик, Усть-Тигян, Кожевникова и Ледовка) развиты кепроки (рис. 3.44) мощностью до 150 м, существенно гипс-ангидритового состава с подчиненным количеством негалогенных пород, нерастворимого остатка первично осадочного материала и с обломками диабазов [Иванов и др., 1960].

На Нордвикском куполе между поверхностью соли и четвертичными отложениями установлена протяженная залежь мирабилита (рис. 3.44). Мирабилит в сочетании с гипсом и галитом присутствует в кепроках и в боковых контактах на Кожевниковском и на других диапирах. Его образование связано с разгрузкой восходящих рассолов. Эти скопления выделены в самостоятельную формацию сульфатно-натриевого типа – Q, ГФ 53.

Вертикальные и латеральные соотношения девонской формации, как и ее состав, охарактеризованы недостаточно, особенно в Хатангском районе. На изученных участках она залегает на размытой поверхности раннедевонских формаций – соленосной и пестроцветной (ГФ 50 и ее фациальные аналоги), несогласно перекрывается верхнепалеозойскими или четвертичными отложениями. На Таймыре на отдельных уровнях (D₂) замещается карбонатной формацией с небольшими строматолитовыми телами.

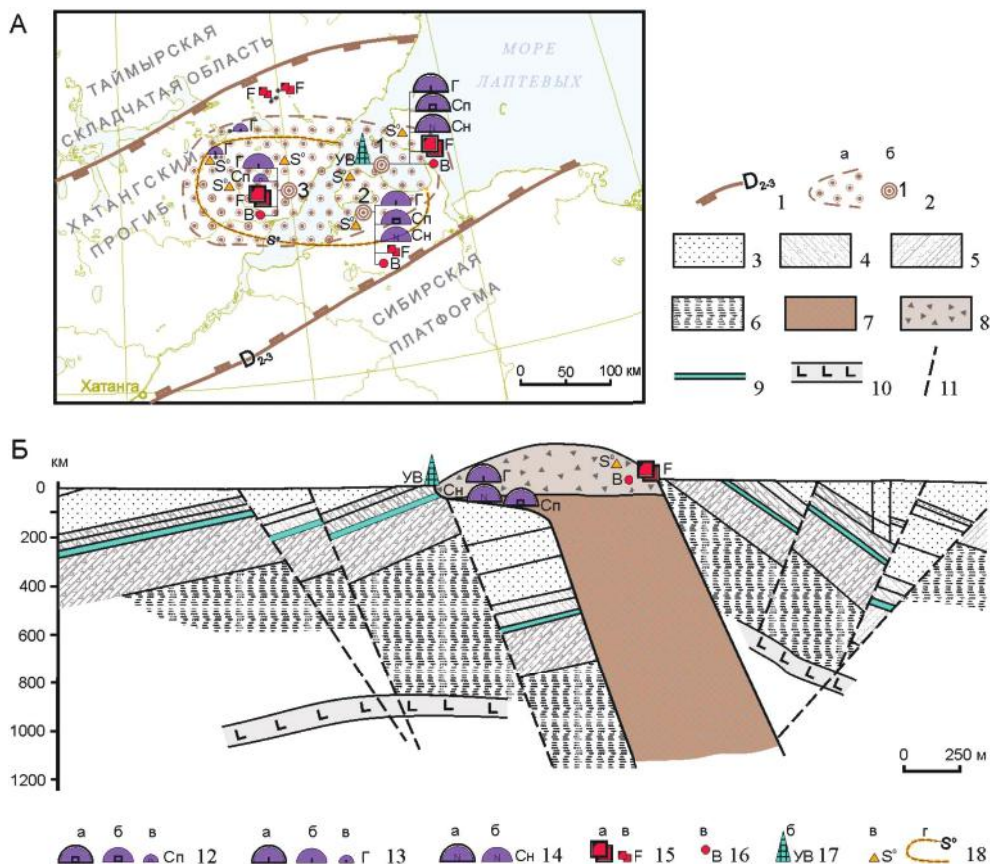


Рис. 3.44. Полезные ископаемые Норвикского солянокупольного района (Енисейско-Хатангский соленосный бассейн):

А – схема размещения соленосных образований и связанных с ними полезных ископаемых по карте галогенных формаций (прил. 3.1);

Б – геологический профиль и схематическое размещение полезных ископаемых, связанных с солянокупольными структурами, моделировано по [Лаппо, 1946; Государственная ... , Лист S-49, 2007]

1 – граница распространения девонской соленосной формации (D_{2-3}); 2 – область распространения солянокупольных структур (*a*) и наиболее крупные структуры (*б*): 1 – Норвикская, 2 – Кожевникова, 3 – Белая Горка; 3–6 – осадочные комплексы (3 – юрские, 4 – верхнетриасовые, 5 – ниже- и среднетриасовые, 6 – пермские); 7 – девонская каменная соль; 8 – кепрок соляного купола (мощность увеличена); 9 – нефтеносный горизонт; 10 – пластовая интрузия траппов; 11 – сбросы; 12–18 – полезные ископаемые, связанные с солянокупольными структурами и кепроками (*a* – месторождения средние, *б* – месторождения мелкие, *в* – проявления, *г* – общий ареал распространения минерализации): 12 – галит, 13 – гипс, 14 – мирабилит, 15 – флюорит оптический, 16 – бораты, 17 – нефть, 18 – сера самородная

Осадконакопление происходило в морском эпиконтинентальном бассейне, на юге в его прибрежно-морской и сзбхово-лагунной зонах. Участки наиболее мощного соленакопления, возможно, связаны с депрессионными осложнениями дна. Распространение формации (особенно отчетливо ее соленосных градаций) контролируется палеорифтогенными системами северо-западной окраины платформы (Туруханско-Норильской, Таймыро-Хатангской, северных звеньев Западно-Анабарской) и по времени отвечает крупнейшему девонскому этапу интенсификации процессов рифтогенеза.

С кепроками соляных куполов связаны мелкие месторождения и проявления каменной соли, гипса, оптического флюорита, бора, серы самородной, а на Нордвикском куполе – мирабилита и нефти (рис. 3.44).

ВОСТОЧНЫЙ СЕГМЕНТ:

ВИЛЮЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА И АНАБАРСКАЯ АНТЕКЛИЗА

В пределах восточного сегмента платформы, представленного крупным Вилюйским авлакогеном и двумя разделенными им антеклизмами, наиболее значительные ГФ установлены в пределах авлакогена в двух бассейнах: в Ыгыаттинском и Кемпендяйском (рис. 3.45). В Ыгыаттинском они развиты на трех уровнях – $S_2-D_1?$ (ГФ 56, галититовый тип), D_3f_3 -fm (ГФ 57, сульфатно-кальциевый тип) и O_{2-3} (ГФ 47, сульфатно-кальциевый тип); в Кемпендяйском на одном, D_3f_3 -fm (кыгылтууская свита, ГФ 58, хлоридно-натриевый тип). На склоне Анабарской антеклизмы в Кютингдинском рифтогенном бассейне установлена одна сульфатноносная формация – C_{1V_1} (кысылхаинская свита, ГФ 59) сульфатно-кальциевого типа. Таким образом, в пределах сегмента большинство ГФ, в том числе наиболее значительная галититовая, находится в пределах Вилюйского авлакогена, а одна (сульфатно-кальциевого типа) – в менее значительной Кютингдинской палеорифтовой структуре, осложняющей восточный склон Анабарской антеклизмы.

Вилюйский авлакоген является крупнейшей среднепалеозойской рифтовой системой, заложившейся над более древней линейно-амбушурной структурой, вероятно, также рифтогенной природы (по данным В. Л. Масайтиса с соавторами, Г. С. Гусева с соавторами, В. В. Гайдука и других исследователей). Авлакоген представляет собой одну из ветвей трехлучевого сочленения с Верхоянской среднепалеозойской рифтогенной системой, имеет сложное горст-грабеновое строение с амплитудами смещения до 6–7 км. ГФ известны главным образом в пределах двух грабенов – в Кемпендяйском и Ыгыаттинском. Значительную часть выполнения грабенов составляет собственно рифтогенный девонско-нижекаменноугольный комплекс вулканогенно-осадочных и магматических образований, отвечающий главному этапу тектоно-вулканической активности авлакогена. Именно с ним связан основной фран-фаменский уровень галогенеза, представленный мощной галититовой формацией в Кемпендяйской впадине (ГФ 58) и сульфатно-кальциевой в Ыгыаттинской (ГФ 57). Кроме того, в Ыгыаттинской установлен, а в Кемпендяйской предполагается более низкий уровень соленосности ($S_2-D_1?$, ГФ 56), соотносимый с заключительными фазами каледонского орогенеза в Байкало-Патомской области. Во впадинах развиты также ГФ сульфатно-кальциевого типа: в Кемпендяйской – C_{1V_1} (ГФ 59), а в Ыгыаттинской – O_{2-3} (ГФ 47). Рассеянная

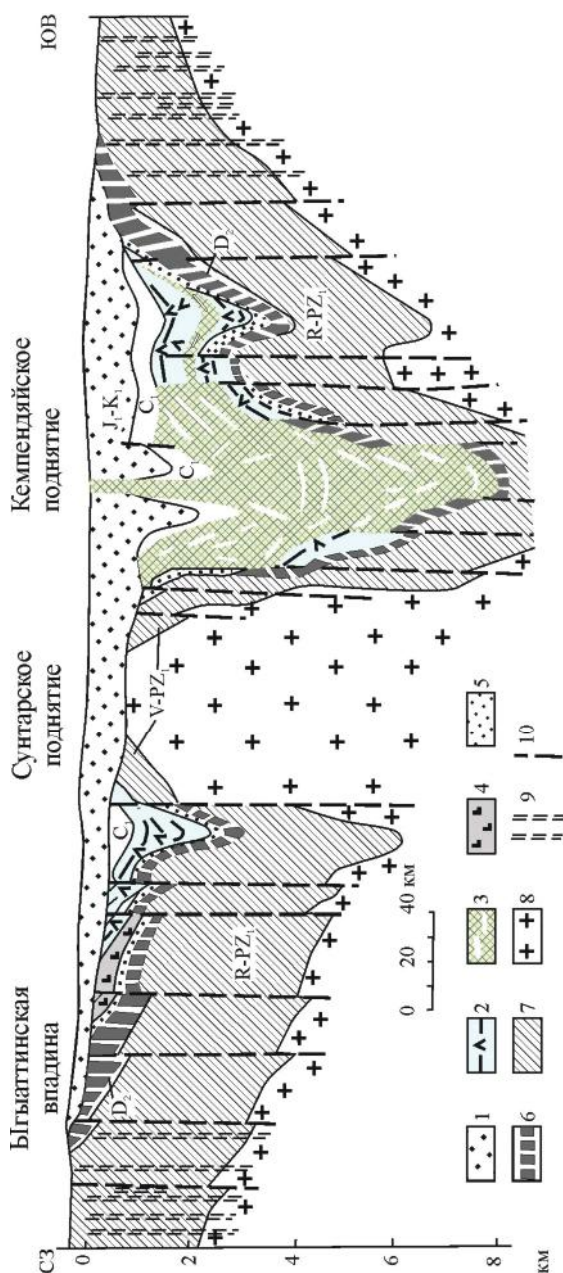


Рис. 3.45. Геолого-геофизический профиль Вилуйского соленосного бассейна.

По [Гайдук, 1988] с небольшими изменениями и дополнениями

1 — надрифтовый существенно терригенный комплекс (J_3-K_1); 2–6 — рифтогенный комплекс (D_3-C_1); 2, 3 — сульфатно-соленые (2) и соленосные (3) красноцветные терригенные отложения (D_3-C_1), 4 — базальтовая толща вилочанской свиты (D_3-C_1), 5 — карбонатно-песчаные отложения (D_3f), 6 — базальтовый комплекс основания комплекса (D₃f); 7 — подрифтовый комплекс (R-D₂); 8 — кристаллический фундамент; 9 — дайки габброидов; 10 — разломы

(местами значительная) сульфато-, а иногда и соленосность отмечается и в других частях разреза от S_1 до C_1 . Нам представляется весьма вероятным, что в глубоких частях тех же грабеновых структур в разрезах поздневендско-раннепалеозойских осадочных комплексов присутствуют более древние ГФ, прежде всего обе кембрийские (V_2 – E_2am , ГФ 45 и E_2 – O_1 , ГФ 46). В пользу такого предположения свидетельствует ряд фактов, в том числе следующие: 1) оценочные мощности этих комплексов в грабенах (3–5 км) сопоставимы или даже превышают таковые в смежных с ними с юго-запада палеопрогихах платформы, где эти формации присутствуют и имеют большие мощности; 2) кембрийская рифогенная полоса, ограничивавшая кембрийские солеродные бассейны с северо-востока, трассируется вдоль северо-восточного ограничения грабенов Вилюйского авлакогена, где она совпадает со среднепалеозойской Тюкян-Чыбыдинской поперечной зоной поднятий; 3) у силурийских и девонских соленосных толщ, судя по геофизическим оценкам их мощностей, вероятно наличие мощных глубоких соляных «корней». Вместе с тем в случае наличия кембрийских соленосных толщ они должны быть значительно нарушены (и в большой мере разрушены) в процессе рифтогенеза и сопровождающих (а также последующих) тектонических и вулканических процессов. Очень вероятно, что они были одним из источников солей в силурийско-девонских солеродных бассейнах, а также причиной возникновения рассеянной соленосности всего разреза.

Ыгыаттинский бассейн, 56, S_2 – $D_1(?)$; галититовый тип, глинисто-карбонатный подтип, 2Б; по данным В. И. Болзнева, Г. С. Фрадкина, Р. Г. Матухина, В. В. Гайдука [Соляная ... , 1973; Общие ... , 1985; Гайдук, 1988; Фрадкин, 2001].

ГФ вскрыта единичными скважинами. Вскрытая мощность 340–440 м. Галогенные породы представлены каменной солью, гипсами и ангидритами. Суммарная мощность пластов соли достигает 190 м (более 40% от общей мощности). Зафиксировано до 20 пластов. Среди негалогенных пород преобладают доломиты, в разной степени глинистые, нередко галогенные, доломитовые мергели и аргиллиты. ГФ залегает между нижнесилурийской меикской пестроцветной слабосульфатоносной формацией и франской вулканогенно-осадочной аппаинской свитой, также локально сульфато- и соленосной. Более определенные датировки отсутствуют.

Ыгыаттинский бассейн, 57, D_3f_3 -fm (вилючанская свита); сульфатно-кальциевый тип, вулканогенно-терригенно-карбонатный подтип, пестроцветная, 1Ва,б; (рис. 3.45); [Соляная ... , 1973; Общие ... , 1985; Гайдук, 1988; Фрадкин, 2001].

Распространена в Ыгыаттинской впадине. Прослежена в обнажениях и скважинах. Мощность 200–700 м. Гипсы образуют маломощные прослои, линзы и включения, преобладающие в нижней части разреза. Среди негалогенных пород преобладают пестроцветные глины и алевролиты, содержащие прослои мергелей, туфов, в верхней части разреза известняков и мергелей. Залегает на пестроцветных осадочно-вулканогенных отложениях аппаинской свиты и низов вилючанской, перекрывается сероцветными существенно терригенными отложениями ее верхов (C_1t_1). Одновозрастна галититовой кыгылтуусской свите Кемпендяйской впадины и, возможно, также соленосна.

Кемпендяйский бассейн, 58, D_3f_3 -fm (кыгылтуусская свита); хлоридно-натриевый тип, вулканогенно-терригенно-карбонатный подтип, пестро-

цветная, 2Ва,б; (рис. 3.45); [Соляная ... , 1973; Соколов, Матухин, 1980; Общие ... , 1985; Гайдук, 1988; Фрадкин, 2001].

ГФ распространена в пределах Кемпендяйской впадины, на западе развиты солянокупольные структуры. Вскрыта скважинами и прослежена в обнажениях. Мощность 1100 м (низы не вскрыты).

Галогенные породы представлены каменной солью, ангидритами, гипсами. Каменная соль образует прослои, соли, пачки (от 3–10 до 200 м), разделенные бессолевными пачками (15–80 м), состоящими из переслаивания гипсов и ангидритов с негалогенными породами. Последние по всему разрезу представлены пестроцветными аргиллитами, алевролитами, песчаниками, мергелями, туфами и туффитами, реже известняками и доломитами, в разной мере гипсо- и соленосными. Сульфатонасыщенность до 5–10, соленасыщенность до 75%.

ГФ подстилается, вероятнее всего, пестроцветными вулканогенно-осадочными отложениями D_3f_{1-2} , перекрывается вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями C_1t . Выше залегает нижневизейский сульфатно-мергельно-туфогенный комплекс мощностью до 100–150 м, распространенный в пределах Кемпендяйского бассейна и выделенный в самостоятельную ГФ сульфатно-кальциевого типа мергельного подтипа – ГФ 59, C_1v_1 .

Образование формации отвечает этапу максимальной тектонической и вулканической активизации в Вилуйской палеорифтовой системе. Бассейн седиментации, по-видимому, представлял собой залив Верхоянского моря, возможно, осложнявшийся депрессиями. Галогенез протекал на фоне активной вулканической деятельности.

В Кемпендяйской впадине в ряде соляных озер (Бол. и Мал. Рассол, Могсоголах, Тус-Кель и др.) происходит современное соленакопление. Озера распространены вблизи соляных диапиров и питаются восходящими рассольными источниками.

С ГФ связано месторождение каменной соли.

Кютингдинский бассейн, 60, C_1v_1 (кысылхаинская свита); сульфатно-кальциевый тип, терригенно-карбонатный подтип, красноцветная, 1Ва; по данным О. В. Ваага, Т. А. Дивиной, Р. Г. Матухина [Жарков, 1974; Соколов, Матухин, 1980; Геологическое ... , 1987; и др.].

Формация распространена в Кютингдинском прогибе. Мощность 50–90 м.

Гипсы и ангидриты образуют прослои (от долей до 1–2 м), на востоке слои (до 10–30 м), пачки переслаивания с карбонатными породами (до 3 м). Распределение сульфатных пород изменяется по площади и по разрезу; основная их масса концентрируется в средней части разреза, в верхней части они образуют лишь мелкие гнезда, включения, прожилки. Сульфатонасыщенность ограниченная, до 10%, иногда больше. Негалогенные породы представлены мергелями, аргиллитами, известняками, доломитами, алевролитами, иногда с гравелито-песчаным материалом.

ГФ залегает согласно между двумя нижнекаменноугольными карбонатными формациями – существенно доломитовой C_1t и существенно известняковой C_1v_2 .

Образование ГФ в пределах Кютингдинской палеорифтогенной структуры относится к заключительным фазам среднепалеозойской активизации этой структуры.

С ГФ связано месторождение гипса.

СКИФСКАЯ ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА

На территории Скифской эпигерцинской платформы ГФ установлены преимущественно в Предкавказском сегменте, где локализованы главным образом в его южной части в субширотной полосе, примыкающей к киммерийско-альпийской Крымско-Кавказской ветви Средиземноморского пояса. Здесь известны бассейны Предкавказский, 62, J_3km-tt , хлоридно-натриевый тип (со слабой калиеисодержательностью), Сухокумский, 64, J_3tt и Южно-Дагестанский, 65, J_3tt , сульфатно-кальциевый тип, Индоло-Кубанский, 61, N_1^2 (чокрак-караган), сульфатно-кальциевый тип (с ограниченной сульфатонесущемостью), Сунженский, 67, N_1^2 , галититовый тип. Ограниченная по интенсивности и масштабу сульфатонесущемостью установлена еще в двух бассейнах – Предкавказском, ГФ 63, K_1v и Махачкалинском, ГФ 66, K_2 .

Все ГФ входят в состав плитного и активизационного комплексов. В подстилающем тафрогенном комплексе (переходном, P_2-J_1) они не известны.

Выделяются два основных стратиграфических уровня развития ГФ (рис. 3.46): J_3km-tt и N_1^2 . Первый, наиболее значительный, представлен слабокалиеисодержательной галититовой (ГФ 62) и сульфатно-кальциевой (ГФ 64 и 65) формациями, второй слабосульфатонесущей (ГФ 61) и локально прослеженной галититовой (ГФ 67). Еще два уровня – K_1v и K_2 – характеризуются незначительной сульфатонесущемостью (ГФ 63, 66).

Оба основных уровня галогенеза – позднеюрский и миоценовый – являются трансрегиональными от Карпат до Памира, где представлены цепочкой верхнеюрских и миоценовых формаций в палеоструктурах, пограничных с киммерийско-альпийским подвижным поясом, а также входящих в его состав. Эти уровни галогенеза отвечают двум важнейшим для пояса эпохам диастрофизма – завершающим фазам верхнекиммерийской (кимеридж – титон, местами до середины мела) и альпийской (миоцен, средний плиоцен). Первый уровень сопряжен с закрытием полосовидной системы окраинных морей вдоль южной периферии молодых платформ, в частности Крымско-Большекавказского, отделявшего Понтийско-Закавказский микроконтинент от Предкавказского континента, с формированием (и заполнением) на окраине последнего краевых бассейнов, связанных с орогенами незавершенного цикла. Второй уровень сопряжен с замыканием океана Тетис и формированием собственно краевых прогибов орогенов заверщенного цикла. Характерно, что края континентальных блоков, на окраинах которых располагаются верхнеюрские ГФ, маркированы бортовыми рифогенными обрамлениями.

В развитии плитно-активизационного комплекса чехла платформы верхнеюрский уровень отвечает переходу от трансгрессивной стадии к инундационной, миоценовый – от инундационной к регрессивной; оба связаны с регрессивными осложнениями II порядка.

Довольно широко в пределах платформы распространены также проявления голоценового и современного озерно-континентального соленакопления сульфатно-натриевого и хлоридно-натриевого типов (Q_4 , ГФ 67а, 68–76). Они развиты в разных частях территории как Предкавказского сегмента, так и вала Карпинского, в пределах субширотного периорогенного (по А. Г. Золотареву) пояса. Их характерные особенности: преобладающий

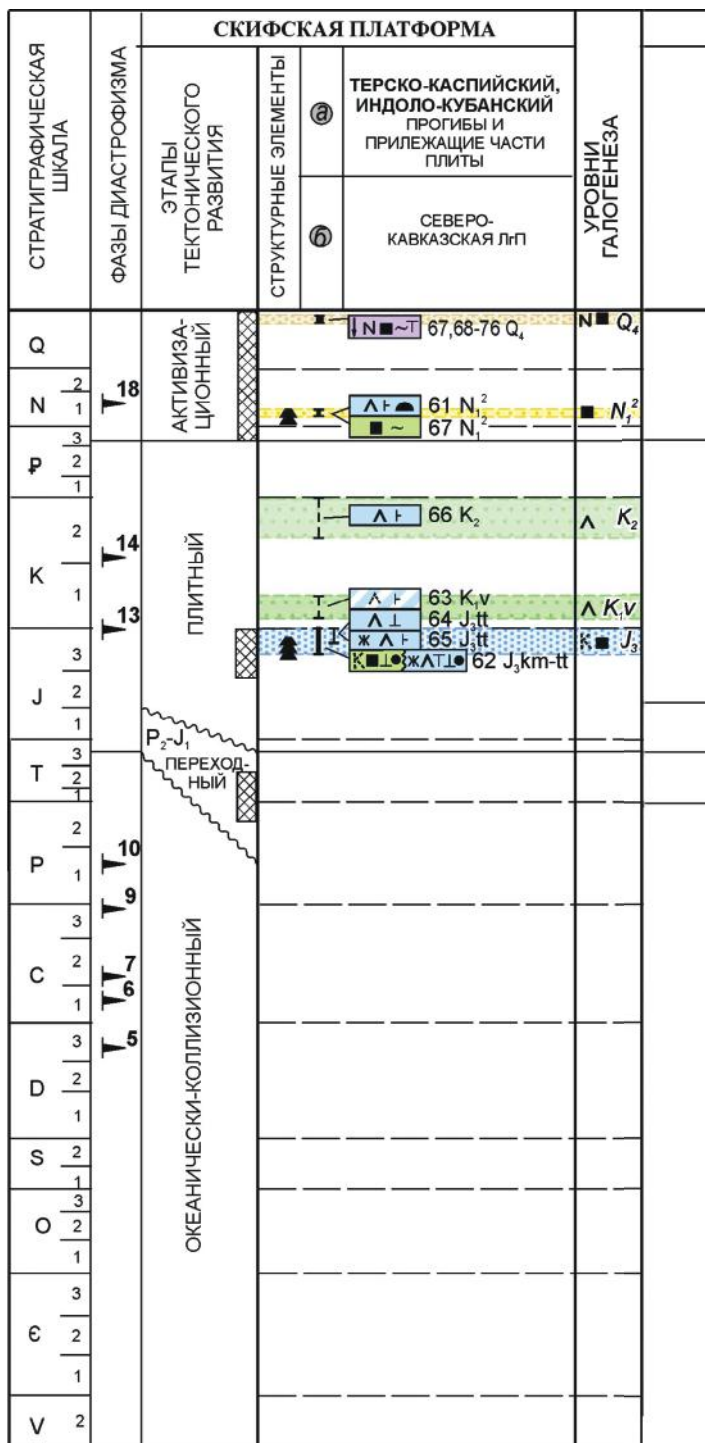


Рис. 3.46. Схема корреляции, отражающая пространственно-временное распространение галогенных формаций Скифской и Западно-Сибирской эпигерцинских платформ. Сост. Г. А. Беленицкая. Усл. обозн. см. на рис. 3.3

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА				УРОВНИ ГАЛОГЕНЕЗА	СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА
ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ	ПРИКАЗАХСТАНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ	ПРИЕНИСЕЙСКИЙ ГЕОБЛОК		
	а				
	б	ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ЛПГ			
АКТИВИЗАЦИОННЫЙ				Ne ■ Q ₄	Q
				▲ N ₁	2 1 N 3 2 P 1
ПЛИТНЫЙ					2 1 K 3 2 J 1 3 2 T 1
				▲ D _{3fm}	2 1 P 3 2 C 1
ПЕРЕХОДНЫЙ					2 1 S 3 2 O 1
				▲ E	3 2 E 1
ОКЕАНИЧЕСКИ-КОЛЛИЗИОННЫЙ					2 1 V

сульфатно-натриевый тип, глинистый и терригенный подтипы. В большинстве случаев галогенез продолжается и ныне. Со многими из этих ГФ связаны месторождения солей хлоридно-натриевого и сульфатно-натриевого типов.

Рассмотрим наиболее значительные и характерные ГФ.

Индоло-Кубанский бассейн, 61, N₁² (чокрак-караган); сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип, 1Б(В)в; [Иванов и др., 1960; Кореневский, 1986; Кропачева, 1981; Основные ... , 1981; Проблемы ... , 1977; Эвапориты ... , 1985; Рифогенные ... , 1990; и др.].

Распространена в западной части Индоло-Кубанского прогиба, на Керченском полуострове и в Западном Предкавказье. Мощность собственно гипсоносных отложений 20–40 м (до 60 м). Стратиграфические границы не определены, условно выделяется в объеме чекур-кояшской пачки, охарактеризованной для Керченского полуострова [Кропачева, 1981]. Пачка представлена чередованием слоев глин и мергелей с прослойками (1–2 м) карбонатных пород и с гипсоносным горизонтом в средней части. Для карбонатных пород характерно преобладание доломитных разновидностей, широкое развитие строматолитовых образований пластового типа (замещаемых в прогибах пелитоморфными тонкослоистыми карбонатными породами или мергелями), наличие оолитовых и копрогенных разновидностей.

Основной гипсоносный горизонт при небольшой и изменчивой мощности (от долей до 11 м, в среднем 2–3 м) относительно выдержан по площади и насыщен сульфатами (до 75–80%). Негалогенная примесь в нем представлена глинистым веществом (до 10–15%), кальцитом, доломитом, минералами кремнезема. С. К. Кропачева [Кропачева, 1981] выделила три текстурно-структурные разновидности гипсов, которые отвечают трем микрофаціальным зонам, контролируемым небольшими конседиментационными поднятиями и прогибами в пределах единой сзбхово-лагунной обстановки: 1) своеобразные гипс-карбонатные строматолиты в присводовых частях палеоподнятий; 2) средне- и крупнокристаллические гипсы с субвертикальной ориентировкой кристаллов на склонах; 3) глинисто-сульфатные ламиниты и тонкослоистые мелкозернистые гипсы в погруженных участках.

Гипсоносная пачка залегает между чокракской карбонатной биогермной толщей (5–30 м) и караганской глинистой (50–100 м) и является, по мнению С. К. Кропачевой, толщей выполнения и нивелировки биогермного рельефа, образовавшегося в чокракское время в результате развития пологих конседиментационных поднятий и окаймляющих их органогенных построек. Вместе эти два комплекса – биогермный и сульфатоносный – могут рассматриваться как один седиментационный цикл (мощностью 40–170 м), осложнивший предшествующую (и последующую) в основном глинистую седиментацию в пределах мелководного шельфа внутреннего бассейна.

Характерна ассоциация гипсоносных отложений с проявлениями грязевого палеовулканизма, связанными с интенсификацией в тархан-чокракское время глиняного диапиризма. Проявления грязевого вулканизма способствовали формированию разномасштабных конседиментационных поднятий [Кропачева, 1981], которые контролировали размещение и дифференциацию многих из рассматриваемых образований: органогенных построек в их обрамлениях, строматолитовых покровов в их присводовых

частях, сульфатных отложений в прибортовых частях и в выполнении небольших прогибов и др.

Чекур-кояшское осадконакопление связано с прибрежной эбхово-лагунной областью с фоновой глинисто-карбонатной седиментацией, интенсивным строматолитообразованием, но без биогермообразования. Сульфатонакопление получило значительное распространение лишь в одну из фаз седиментации и максимально проявилось в небольших прогибах эбхово-лагунной области, представлявших мелкие заливы и лагуны. Характерно, что фазе накопления на склонах и в прогибах гипсов на поднятиях отвечает образование строматолитов смешанного гипс-карбонатного состава. По-видимому, грязевулканическая разгрузка влияла и на химизм осадков, способствуя доломито-сульфатной седиментации.

Палеотектоническая ситуация накопления ГФ: южная часть альпийского краевого прогиба, наложенного на окраину платформы; одна из основных фаз сжатия в Средиземноморском поясе при закрытии океана Тетис, способствовавшая дифференциации бассейна и активизации процессов глиняного диапиризма и грязевого вулканизма.

На Керченском полуострове с гипсоносным горизонтом связано большое по масштабам, но довольно значительное по площади серное оруденение, представленное серно-кальцитовыми рудами, замещающими породы горизонта. Большинство исследователей предполагает гипергенно-метасоматический генезис этого осернения [Кропачева, 1981; и др.]. Не исключена, однако, и седиментационно-диагенетическая его природа, на формирование которой дополнительное влияние оказала активность грязевулканической деятельности и сопряженной с ней разгрузки в прибрежные зоны сероводородсодержащих вод хлоридно-кальциевого типа (типичных для грязевулканических проявлений). Весьма вероятно также эпизодическое поступление сероводородсодержащих вод и в результате апвеллинга из глубоких зон Черного моря. Сероводородное заражение его вод, аналогичное современному, периодически возникало, судя по целому ряду признаков, и в неогене.

Предкавказский бассейн, 62, J₃km-tt; хлоридно-натриевый тип (со слабой калиеносностью), карбонатный и глинисто-карбонатный подтипы, 2(3)А,Б[Ва]г; (рис. 3.47, 3.48); [Особенности ... , 1982; Проблемы ... , 1977; Седецкий и др., 1983; Рифогенные ... , 1990].

ГФ распространена в южной части Скифской плиты в субширотной полосе, прилегающей к Кавказской складчато-надвиговой области. Обнажена и вскрыта скважинами. Мощность от 400–500 до 1000–1900 м.

Установлены градации двух типов: галититовые (500–1000 м и более) и сульфатно-кальциевые (50–350 м). Галититовые сосредоточены в двух крупных грабенообразных прогибах – Восточно-Кубанском и Терско-Кумском, а сульфатно-кальциевые обрамляют их, образуя полосу вдоль всей южной части плиты. Переходы между типами резкие.

Галогенные породы представлены каменной солью, ангидритами и гипсами. Каменная соль в разрезах галититовой градации слагает толщи – пачки (мощностью 10–200 м), неравномерно переслаивающиеся с пластами ангидритов, реже гипсов (от 5–7 до нескольких десятков метров). Более мощные пласты и пачки ангидрита развиты в подошве и кровле соленосных разрезов и в сульфатных градациях. Калийная соль встроена в Восточно-Кубанском прогибе. Калийные соли хлоридного

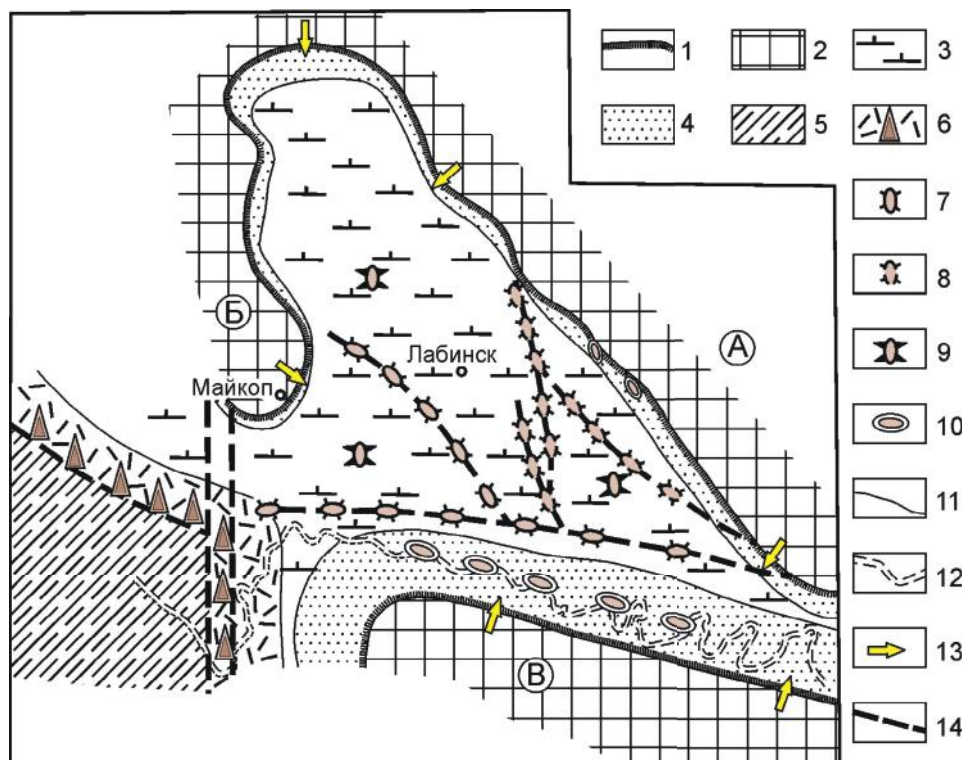


Рис. 3.47. Палеогеографическая схема Западного Предкавказья в оксфордское время. Предкавказский соленосный бассейн к началу галогенеза. Из [Рифогенные ... , 1990, с. 256]

1 – положение береговой линии; 2 – суша; 3 – эпиконтинентальный бассейн (внутренний шельф) с нормальной соленостью; 4 – то же, прибрежные участки с несколько повышенной соленостью; 5 – глубоководный бассейн нормальной солености с флишевой седиментацией; 6–10 – зоны и участки биогермообразования: 6 – наиболее интенсивного на внешнем крае шельфа, 7–9 – в пределах внутреннего шельфа (7 – контролируемые конседиментационно развивающимися шовными зонами, 8 – то же, предполагаемые, 9 – локализованные в сводах антиклиналей); 10 – в пределах прибрежного мелководья; 11 – границы фациальных зон; 12 – современный контур выходов на поверхность отложений оксфордского яруса; 13 – направление сноса терригенного материала; 14 – разломы. А – Ставропольский свод, Б – Березанский вал, В – краевые поднятия Центрального и Западного Кавказа

типа. Намечено до трех калиеносных пластов мощностью до 2–10 м. Содержание КСl предполагается 10–20%. Основной калийный минерал – сильвин. Терско-Кумский прогиб, по результатам геолого-геофизических исследований и по косвенным признакам, также оценивается как перспективный на калийные соли.

В обоих типах градаций преобладают два подтипа – карбонатный и глинисто-карбонатный. В первом негалогенные породы представлены известняками и доломитами, во втором к ним добавляются мергели и глины. По периферии сульфатно-кальциевой градации распространен также пестроцветный терригенно-карбонатный подтип, обычно менее мощный. В соленосных частях разреза негалогенные породы образуют маломощные прослои, в сульфатно-кальциевых их роль возрастает.

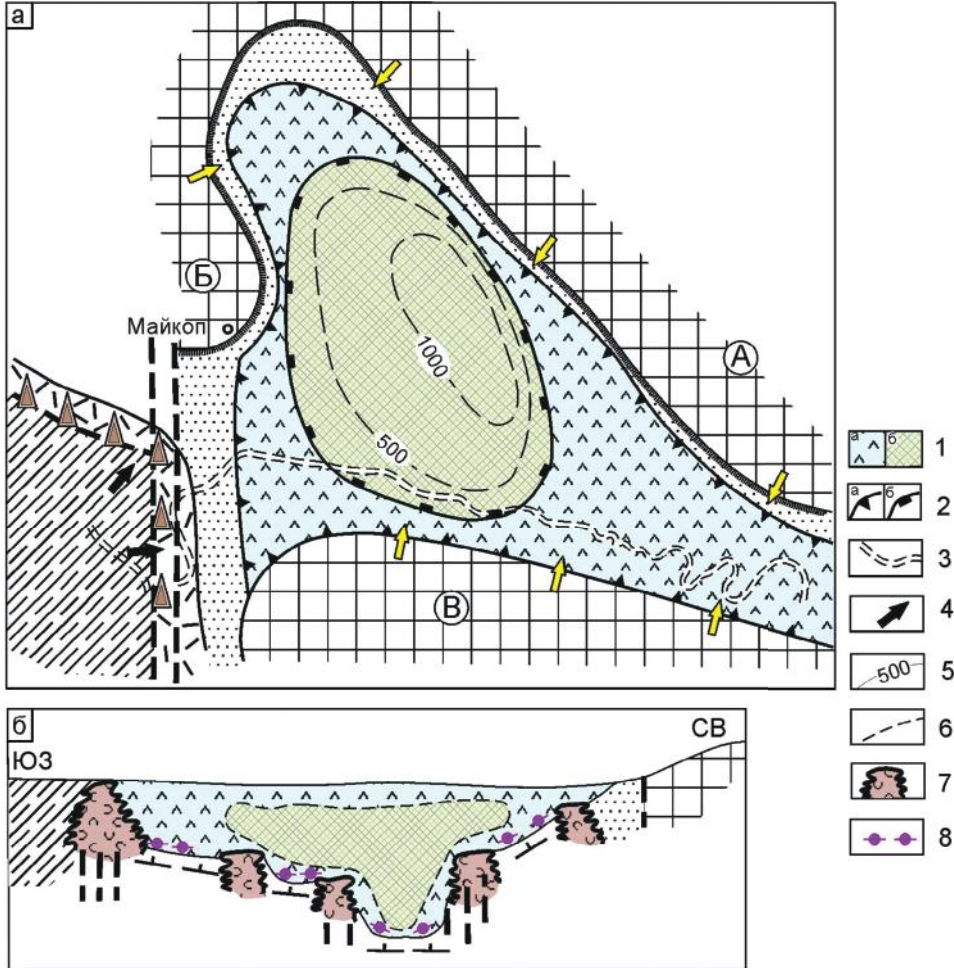


Рис. 3.48. Палеогеографическая схема (а) и литолого-фациальный профиль (б) Западного Предкавказья в раннетитонское время. Предкавказский соленосный бассейн, время галогенеза. Из [Рифогенные ... , 1990, с. 257]

1 – бассейн соленакопления (отложения: а – существенно сульфатные, б – гипсово-галитовые, локально калиеносные); 2 – границы распространения сульфатных (а) и соляных (б) отложений галогенной формации; 3 – современный контур выходов на поверхность отложений титонского яруса; 4 – направление движения в солеродный бассейн морских вод с нормальной соленостью; 5 – ориентировочные изопакиты галогенной формации, м; б – ориентировочная граница между сульфатными и соляными отложениями; 7 – рифогенные образования; 8 – отложения доманикового типа. Остальные обозн. см. на рис. 3.47

ГФ, по-видимому, можно рассматривать как галогенный член крупного седиментационного цикла I порядка (рис. 3.48). В его разрезе наблюдается цикличность более высоких порядков.

Солянокупольные структуры не установлены.

ГФ залегает на карбонатных отложениях J_3k_2 -о(km_1), содержащих рифогенные комплексы, локализованные на двух участках юг-юго-западного обрамления ГФ и в ее основании – вдоль региональных нарушений,

в сводах конседиментационных поднятий и в прибрежных зонах [Седлецкий и др., 1983]. В основании ГФ в подошве ангидритов Н. И. Бойко, Е. М. Пушкарским и Н. М. Седleckой описана пачка горючих сланцев (~10 м), представленная внизу сланцевым слоем (5 м), вверху равномерным (0,2 м) переслаиванием сланцев с известняками. Пачка прослеживается вдоль всей северокавказской периферии ГФ преимущественно в полосе близповерхностного распространения зоны береговых биогермных и биостромных массивов. Сланцы коричнево-темно-серые волнисто-горизонтально-слоистые за счет чередования органического вещества (до 40–50%) с глинисто-известковой массой.

По латерали на юг-юго-западе и юге вдоль внешнего края шельфа ГФ замещается прерывистой полосой одновозрастных рифогенных комплексов (мощностью до 1,0–1,5 км), надстраивающих подстилающие оксфордские. Вдоль остальных обрамлений преобладали области сноса. Перекрывается ГФ верхнетитонскими континентальными красноцветными отложениями на западе, морскими сульфатно-карбонатными и карбонатными на востоке.

В предгалогенное время осадконакопление протекало в пределах зарифового мелководного шельфа с интенсивным биогермообразованием, отделенного от расположенного южнее Большекавказского окраинного моря (флишевого бассейна) барьерно-рифовыми зонами и блоками островной суши. Начало галогенеза четко сопряжено с осложнениями шельфа депрессиями, большей изоляцией бассейна, прекращением в нем биогермообразования.

В палеотектоническом плане депрессии отвечают грабенообразным краевым прогибам на фронте орогенов активноокраинного пояса, наложенным на область перикратонного прогибания южного склона плиты. Их возникновение связано с проявлениями позднекембрийского тектогенеза и с частичным замыканием Большекавказского окраинного моря при сближении микроконтинента(?) с плитой.

С ГФ связаны месторождения каменной соли и гипса, мелкие месторождения и проявления серы самородной и целестина.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА

В разрезе плитного комплекса Западно-Сибирской платформы сколько-нибудь значительные ГФ практически не известны и вряд ли могут иметь широкое распространение и значимые масштабы. В этом отношении рассматриваемая платформа уникальна. Ограниченные по масштабу ГФ в разрезах ее плитного комплекса известны лишь в составе неоген-четвертичных отложений вдоль южного обрамления платформы, в пределах Приказахстанской моноклинали. Кроме того, ГФ установлены на двух участках в составе доплитных комплексов: в нижнекембрийских на востоке, в Приенисейском геоблоке, и в верхнедевонских на юго-западе, в Приказахстанской моноклинали. Важно, однако, учитывать, что состав доплитного комплекса Западно-Сибирской платформы изучен очень слабо. В нем, безусловно, будут установлены и другие ГФ. Наиболее перспективны уровни $D_{2,3}(C_1)$ и P_{1-2} на западе, юго-западе, юге и, возможно, в центре; E_{1-2} , S и D- C_1 на востоке.

ПРИКАЗАХСТАНСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ

В Приказахстанской области ограниченные по масштабу ГФ установлены на двух уровнях: на позднедевонском в Тургайском прогибе (D_3fm_1 , ГФ 78) и более широко на неоген-четвертичном – в миоцене (ГФ 79, 80) и голоцене (ГФ 81–93).

Сульфатоносность фаменских отложений в Тургайском прогибе отмечена локально непосредственно у южной границы России с Казахстаном; более широко она развита южнее на разных участках прилегающей с юга территории Казахтанской складчатой области и Туранской плиты, где на продолжении Урало-Монгольского складчатого пояса в средне-верхне-палеозойских межгорных впадинах находятся, в частности, несравненно лучше сохранившиеся и лучше изученные Чу-Сарысуикие бассейны, в которых ГФ развиты на нескольких уровнях, в том числе наиболее значительно на позднедевонском.

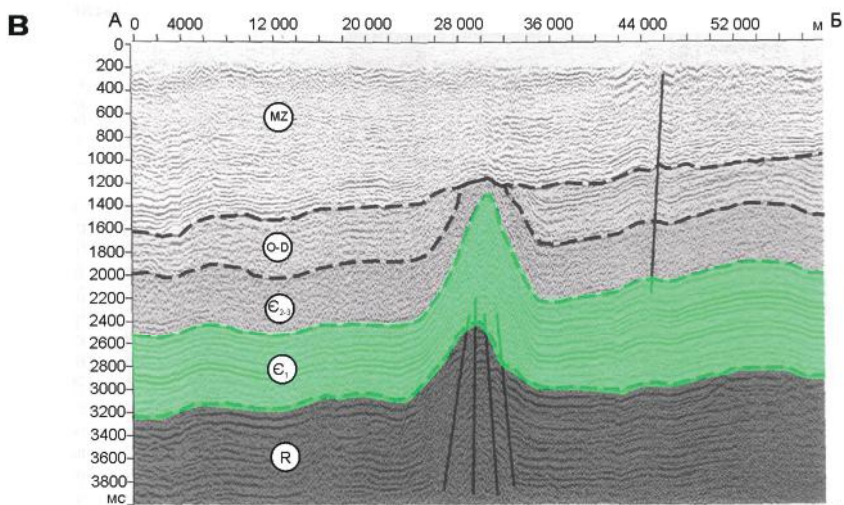
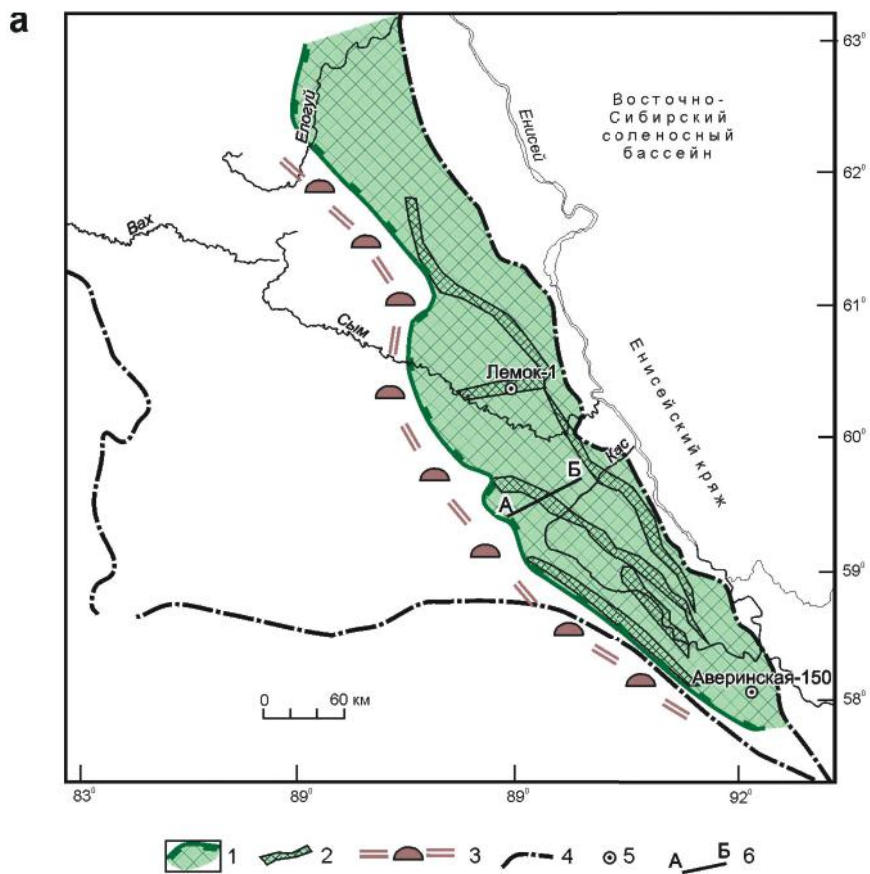
Фаменская формация (ГФ 78) во вскрытой части представлена терригенно-карбонатными отложениями с прослоями ангидритов и гипсов общей мощностью до 400 м.

Миоценовые слабосульфатоносные (преимущественно гипсоносные) формации (79, 80) мощностью до 15–120 м распространены среди существенно глинистых или алевритито-глинистых отложений внутренних мелководных бассейнов.

Голоценовые ГФ (81–93) образуют полуконцентрическую полосу на юге плиты вдоль обрамлений приподнятого Казахтанского щита. Преобладают рассеянные и в основном небольшие проявления озерно-континентального галогенеза разных геохимических типов: сульфатно-кальциевого, хлоридно-, сульфатно- и карбонатно-натриевых [Страхов, 1962; Дзенс-Литовский, 1968; Рубанов, 1985; Глазовский, 1987; Куриленко, 1997; и др.]. Особенно характерны хлоридно- и сульфатно-натриевые типы. Самые значительные из них, насыщенные сульфатно-натриевым материалом, имеют мощность от единиц до десятков метров. Более локально развит очень редкий карбонатно-натриевый тип (Кулундинская группа). Калиеносность не выражена, хотя примесь калия иногда отмечается. Помимо ГФ, широко распространены мелкие проявления и рассеянная вкрапленность галогенных образований тех же типов. Главные подтипы – глинистый и в меньшей мере терригенный. В большинстве случаев галогенез продолжается и ныне.

Наиболее значительны и известны ГФ Кулундинской группы (89–93), расположенные в пределах западной приграничной части Алтае-Саянской области, в зоне погружения складчато-надвиговых систем под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты, в ее юго-восточной части. Здесь, на территории Обь-Иртышского междуречья, в Кулундинской степи сосредоточено большое количество солоноватых и соляных бессточных озер разных геохимических типов, среди которых широко развиты сульфатно-натриевые и содовые (карбонатно-натриевые). Во многих озерах происходит накопление солей – хлоридных, сульфатных и карбонатных. Особый интерес представляют озера Кучук сульфатно-натриевого типа и Танатар (Михайловские) содового. Примером галититового соленакопления могут служить Бурлинские озера.

Озеро Кучук площадью 170 км² и глубиной 3,2 м вмещает 340 млн м³ рапы с минерализацией 400 г/л [Куриленко, 1997]. Соляно-илистые осадки (мощностью до 5,5–7,5 м) залегают в верхней части разреза



6

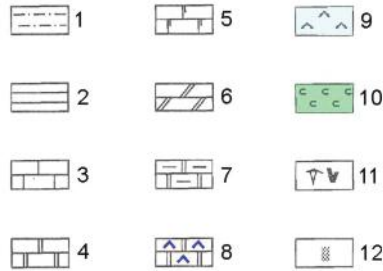
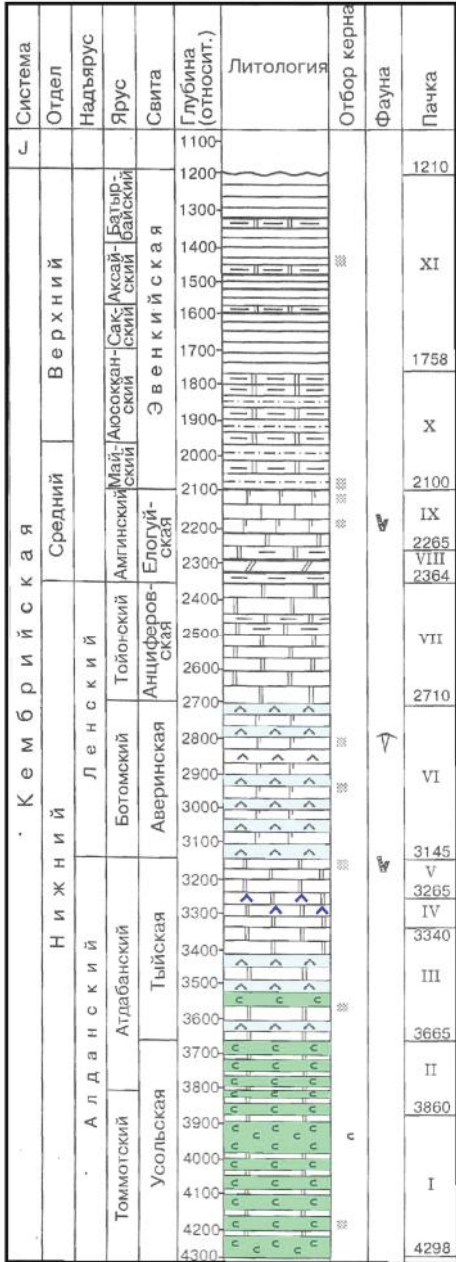


Рис. 3.49. Сымский (Предньенiseйский) соленосный бассейн

a – схема распространения кембрийской галогенной формации и солянокупольных структур. По [Филиппов и др., 2009; Елкин и др., 2001].

1 – Сымский соленосный бассейн и его западная граница; *2* – солянокупольные валообразные структуры; *3* – зона вероятного распространения рифогенно-карбонатного ограничения соленосного бассейна; *4* – граница Предньенiseйского осадочного палеобассейна; *5* – скважины, вскрывшие соленосные отложения.

б – разрез кембрийских отложений, вскрытых скважиной Лемок-1. По [Елкин и др., 2001].

1 – алевриты; *2* – аргиллиты; *3* – известняки; *4* – доломиты; *5* – известняки доломитовые; *6* – мергели доломитовые; *7* – доломиты глинистые; *8* – доломиты ангидритсодержащие; *9* – ангидриты; *10* – соль каменная; *11* – местонахождения трилобитов и водорослей; *12* – места отбора керна.

в – фрагмент сеймостратиграфического разреза по линии А–Б (рис. *a*) с характерной солянокупольной структурой. По [Филиппов и др., 2009]. Зеленым цветом выделена часть разреза с установленной соленосностью

четвертичных озерных отложений общей мощностью более 28 м. В разрезе соляно-илистых осадков прослеживаются (сверху вниз) рыхлая новосадка, старосадка мирабилита, тенардита, галита и ила; мирабилит плотный кристаллический (стеклец); мирабилит с илом; ил с включениями мирабилита и гипса. Озеро Кучук является месторождением сульфата натрия. Основные его запасы сосредоточены в корневой линзе мирабилита-стеклеца, который представляет собой почти мономинеральную мирабилитовую породу. Площадь залежи 133,5 км², максимальные мощности 4,0–5,2 м (в наиболее погруженных частях озерной котловины), минимальные менее 1 м. При растворении мирабилита часть соли переходит в жидкую фазу. Рапа озера является источником получения сульфата натрия.

В системе Танатар (месторождение Михайловское) в ряде содовых озер, имеющих повышенную минерализацию, под иловыми отложениями находятся корневые залежи карбонатно-натриевых солей [Баталин и др., 1973; Куриленко, 1997]. Залежи представлены линзами практически чистой соды (натрона) либо сцементированными содой песками и илами. В донных отложениях, помимо соды, обнаружены галит и мирабилит. В водах озер доминируют карбонаты натрия. Минерализация достигает 139,3, содержание карбонатов натрия 84,3 г/кг. У подземных вод также содового типа максимальные значения минерализации (150–170 г/л) наблюдаются под содовыми озерами. Промышленные запасы соды в озерах системы Танатар сосредоточены в поверхностных и подземных рассолах, а также в донных отложениях. В период эксплуатации месторождения основными объектами переработки служили линзы содосодержащих песков с содержанием соды от 3 до 10–14% (в зависимости от способа эксплуатации). Мощность линз 0,4–3,3 м.

По мнению Н. И. Базелевич, в регионе, возможно, имело место и более раннее накопление солей, в частности, в плиоценовое и среднечетвертичное время [Баталин и др., 1973].

Полоса распространения голоценовых и миоценовых ГФ отвечает современному периорогенному (по А. Г. Золотареву) поясу отдаленных проявлений неотектонической активизации, обладающему несколько повышенной сейсмичностью. Одной из форм ее проявлений могла быть интенсификация восходящей разгрузки высококонцентрированных подземных рассолов, связанных с погребенными ГФ. Пример аналогичных соотношений в сопоставимых условиях между установленной погребенной ГФ (D₂, 100) и голоценовым галогенезом (ГФ 102) известен, в частности, в районе Северо-Минусинской впадины Алтае-Саянской складчатой области.

ПРИЕНИСЕЙСКИЙ ГЕОБЛОК

В Приенисейской зоне Западно-Сибирской плиты, которую некоторые исследователи, основываясь на строении домезозойского разреза, считают более правильным относить к Восточно-Сибирской платформе, установлена кембрийская соленосная формация Сымского бассейна (ГФ 94).

Сымский бассейн, 94, E₁(–E₂am?); хлоридно-натриевый тип, карбонатный подтип, с солянокупольными осложнениями; ↑2А (рис. 3.49); [Конторович и др., 2000, 2006, 2008; Елкин и др., 2001; Филиппов и др., 2009; и др.].

Соляная толща распространена в разрезе нижнепалеозойских отложений под мезозойским плитным чехлом в пределах Сымского (по другим авторам, Дубческо-Касского, Предьенисейского или Верхнехетского) осадочного бассейна. Она вскрыта скважинами Лемок-1 на Сымской площади (рис. 3.49, б) и Аверинская-150. В более широком ареале геолого-геофизическими работами прослежена серия солянокупольных структур (рис. 3.49, а, в). Соленосные отложения датированы ранним – средним кембрием и считаются одновозрастными с ГФ Восточно-Сибирского бассейна (ГФ 45).

Формация представлена пачками солей, ангидритов и карбонатов, преимущественно доломитов, с ограниченным содержанием глинистого и алевроитового материала. Галитсодержащие пачки мощностью до 70 м установлены в нижней части разреза в составе стратиграфических аналогов усольской свиты Восточно-Сибирского бассейна. В верхней части разреза преобладают ангидриты и карбонатные породы, соли не встречены. Общая мощность ГФ более 1500 м.

Соляную толщу осложняют протяженные соляные валы, некоторые со значительными раздувами соли, с крутопадающими крыльями.

Залегает ГФ на мощном венд-рифейском терригенно-карбонатном комплексе; перекрывается карбонатно-терригенным неравномерно сульфатоносным комплексом верхов среднего-верхнего кембрия, вероятным аналогом верхоленской свиты Сибирской платформы (ГФ 46). На западе ГФ фациально замещается одновозрастными рифогенно-карбонатными образованиями, а еще западнее (скв. Восток-1) высокоуглеродистыми глинисто-карбонатными отложениями, выделенными в пайдугинскую свиту мощностью около 120 м, которая по стратиграфическому положению и фациальным связям с ГФ сопоставляется с высокоуглеродистыми ниже-среднекембрийскими свитами Сибирской платформы – куонамской и шумнинской [Конторович и др., 2008]. Предполагается, что формирование отложений пайдугинской свиты происходило в предрифовой зоне открытого морского бассейна (Палеоазиатского океана).

Накопление ГФ связано с формированием раннепалеозойского осадочного чехла докембрийского Верхнехетского микроконтинента [Клещев, Шеин, 2004]. На время соленакпления возможны два варианта палеогеодинамической ситуации: задуговой внутренний бассейн сжатия на микроконтиненте (возникший в ходе столкновения микроконтинента с островной дугой или с краем Сибирского палеоконтинента) или активизированная пассивная окраина микроконтинента.

По комплексу геолого-геохимических и геофизических данных Предьенисейский осадочный бассейн рассматривается как перспективная нефтегазоносная территория [Конторович и др., 2008].

УРАЛО-ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС И ЗАБАЙКАЛЬЕ

В рамки данной территории мы условно включили складчатые области от Урала до Забайкалья: Уральскую, Алтае-Саянскую, Западное и Восточное Забайкалье, входящие в состав Урало-Монгольского и частично Монголо-Охотского поясов (рис. 3.50). Поскольку в пределах Западного и Восточного Забайкалья отмечаются лишь голоценовые ГФ, то главное

ТЕКТОНИЧЕСКО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА КИЕ ЦИКЛЫ	СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА	ФАЗЫ ДИАСТРОФИЗМА	УРАЛО-ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС И ЗАБАЙКАЛЬЕ				УРОВНИ ГАЛОГЕНЕЗА	СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА	
			УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ	АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ	ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ	ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ			
КИМЕРИЙСКО-АЛТЫЙСКИЙ	Q	19	I~T 97 Q ₄	IN~T 102, 103 Q ₄ 106 Q ₄	IN~T Ie~T 107-111 Q ₄	Ie~T IN~T 112-121 Q ₄	Ne Q ₄	Q	
	N	18						1	
	P	15						2	
	K	2	14						1
		1	13						2
		3							K
	J	2							1
		1							2
		3							J
		1							3
	T	2							1
		1							2
		3							T
2								1	
1								2	
ГЕРЦИНСКИЙ	P	10						P	
	1	9						1	
	3	8	Λ I X Λ I 96 C ₂ m ₂ P. a (?)					3	
	2	7	Λ T T 95 C. b					2	
	1	6						1	
	3	5		Ж A T V 98, 99 D. fm ₂				3	
	2	4		Ж A T V 100, 101 D. ef (D. f)				2	
	1	3		K A T V 104 D. ef				1	
	2	2		A T T 105 D.				2	
	1	1						1	
КАЛЕДОНСКИЙ	S							S	
	2							2	
	1							1	
	3							3	
	2							O	
	1							1	
Є	3							3	
	2							2	
	1							1	
	2							Є	
V	1							1	
	2							2	

Рис. 3.50. Схема корреляции, отражающая пространственно-временное распространение галогенных формаций в складчатых областях Урало-Центрально-Азиатского палеозойского складчатого пояса и Забайкалья. Сост. Г. А. Беленицкая

Усл. обозн. см. на рис. 3.3

внимание будет уделено Уральской и Алтае-Саянской складчато-надвиговым областям, целиком входящим в состав Урало-Монгольского пояса.

Заметим сразу, что в пределах анализируемых внутренних частей этих областей ГФ распространены весьма ограниченно. Однако, оценивая их современную распространенность, следует подчеркнуть два чрезвычайно важных обстоятельства, существенно меняющих реальную картину их развития в составе подвижных поясов.

Во-первых, как уже отмечалось, все ГФ, находящиеся в зонах сочленения складчато-надвиговых областей с платформами, мы для удобства изложения целиком анализируем в составе платформ (их окраин). Это касается прежде всего краевых прогибов, комплексов пассивных окраин, прилежащих к платформам и не подвергшихся складчато-надвиговым деформациям, окраинных рифтогенных прогибов, в том числе фиксирующих заложение подвижных поясов, и др. Тем самым из образований подвижных областей, рассматриваемых в данном разделе, заранее исключена большая часть ГФ, в том числе очень крупных (и даже наиболее крупных). Так, в приграничной зоне Уральской складчато-надвиговой области в цепи примыкающих к ней с запада глубоких прогибов находится протяженная полоса крупнейших соленосных бассейнов. Один из них, северный, Косью-Роговской, 37, $O_3-S_1?$ связан с заложением Уральского палеозойского подвижного пояса. Далее к югу система кунгурских бассейнов сопряжена с замыканием коллизионного пояса. Это Предуральские (Бельский, Соликамский и Верхнепечорский), связанные с формированием краевых прогибов, и Прикаспийский, один из самых крупных в мире, обязанный выполнению остаточного бассейна коллизионного пояса. Помимо этого, в пределах всей приграничной зоны еще более широко распространены сульфатоносные формации. Хотя все эти формации охарактеризованы нами при описании Восточно-Европейской и Тимано-Печорской платформ, они по сути в не меньшей мере являются элементами развития внешних зон Уральского подвижного пояса и потому обязательно должны учитываться при анализе закономерностей размещения здесь ГФ. Во-вторых, картина современного распространения ГФ в составе анализируемых внутренних, как правило, поднятых областей, во многом определяется характером сохранности галогенного материала: ограниченность распространения ГФ обусловлена их интенсивной тектонической и эрозионной нарушенностью, в результате которой в большинстве случаев ГФ здесь до настоящего времени сохранились лишь фрагментарно и лишь в наименее деформированных разрезах, обычно отвечающих завершающим стадиям тектонической активности. В комплексах же, возникающих в течение более ранних стадий завершающих циклов (и тем более предшествующих циклов), соленосные отложения сохраняются в лучшем случае в виде реликтовых фрагментов, как правило, лишенных соляных составляющих. Урало-Центрально-Азиатский пояс, представленный главным образом древними преимущественно байкальско-герцинскими осадочными комплексами, имеет гораздо более низкие шансы на сохранение ГФ по сравнению с молодыми, особенно кайнозойскими складчатыми поясами (например, Альпийско-Гималайским), в которых ГФ ныне распространены чрезвычайно широко (например, рис. 3.58). Вопросы сохранности ГФ в разных геодинамических ситуациях в ходе тектонического развития регионов специально проанализированы нами в работе [Беленицкая, 1998].

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Во внутренних областях Уральской палеозойской складчатой области известны лишь единичные ГФ (рис. 3.50). Они связаны с ранне- и позднеорогенными этапами развития области и входят в состав отвечающих им комплексов. Это ГФ Магнитогорского (Южно-Уральского), 95, C_2b и Средне-Уральского, 96, $C_2m_2-P_{1a_1}(?)$. Кроме того, на территории области, близ ее границы с Печорской плитой, установлена верхнесилурийская ГФ (S_2d , ГФ 38), которая и была рассмотрена в составе плиты, а еще одна ГФ – верхнедевонская (D_3fm_1 , ГФ 78), вскрытая в Тургайском бассейне, погребена под плитным комплексом и включена в состав Западно-Сибирской плиты.

Магнитогорский (Южно-Уральский) бассейн, 95, C_2b ; сульфатно-кальциевый тип, терригенно-карбонатный подтип, 1В; [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974; Рифогенные ... , 1990].

Галогенные комплексы распространены в Тагильско-Магнитогорском прогибе Южного Урала, в пределах Магнитогорского мегасинклинория, где прослеживаются в виде отдельных выходов. Наиболее крупный выход расположен в районе озера Мартышечье, в окрестностях г. Магнитогорск. Мощность ГФ 150–300 м.

В разрезе установлены две гипсоносные пачки; мощность нижней от 27 до 99, верхней от 17 до 20 м. Содержание гипса варьирует от 15 до 95%. Гипсы образуют слои (до 7–8 м), прослои, линзы, разнообразные по форме гнезда, а также жилы и прожилки. Гипс представлен двумя разновидностями: серым кристаллическим, характерным для линз и прослоев, и розовым волокнистым – для жил и прожилков.

Негалогенные породы представлены известняками, доломитами, мергелями, песчаниками, алевролитами. Преобладают карбонатные породы серые и пестроцветные, часто с брекчиевидной текстурой.

ГФ залегает на нижнекаменноугольной карбонатной толще мощностью более 500 м, сложенной плитчатыми глинистыми известняками. Перекрывается неогеновым терригенным комплексом (галечники, пески, глины) мощностью до 50 м.

Формирование ГФ происходило в мелководно-шельфовых и сзбхово-лагунных обстановках мелководных окраинно-морских и лагунных бассейнов.

Наиболее вероятная палеотектоническая позиция ГФ: задуговой (окраинный) бассейн активноокраинного пояса.

С ГФ связаны проявления и мелкие месторождения гипса, имеющие местное значение.

Средне-Уральский бассейн, 96, $C_2m-P_{1a_1}(?)$; сульфатно-кальциевый тип, два подтипа – глинисто-карбонатный и терригенный красноцветный, 1Б, Да; [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974; Чувашов и др., 1979; Рифогенные ... , 1990].

Галогенные комплексы распространены на восточном склоне Среднего Урала в Восточно-Уральском прогибе в пределах Алапаевско-Теченского мегасинклинория. Прослеживаются в виде разрозненных, часто удаленных друг от друга выходов в протяженной полосе от Багарякского района и бассейна р. Синара на юге до р. Нейва на севере. Наиболее крупные выходы отмечаются по рекам Синара, Багаряк, Караболка, Режа, Нейва и др.

Различаются два подтипа разрезов ГФ [Чувашов и др., 1979]. Один, глинисто-карбонатный, хорошо выраженный в разрезах р. Багаряк, сложен

мергелями с пластами гипса, известняками, доломитами, с подчиненным количеством алевролитов и песчаников. Мощность гипсоносной пачки, слагающей здесь нижнюю часть среднекаменноугольно-раннепермского комплекса, около 170 м. Для вышележащих частей этого комплекса сульфатоносность не характерна. Гипсы серые и темно-серые, преимущественно мелкозернистые, иногда глинистые, с маломощными прослоями темно-серого аргиллита и коричневатого-серого доломита. Галогенные комплексы залегают на среднекаменноугольной терригенно-карбонатной толще мощностью около 500 м. Второй подтип, терригенный красноцветный, изученный в разрезах рек Караболка и Синара, представлен переслаиванием пачек гипсов мощностью 5–60 м с красноцветными песчано-глинистыми породами мощностью 2–10 м, с подчиненным количеством доломитов и известняков. Гипсоносность в разной мере характерна для всего среднекаменноугольно-раннепермского разреза общей мощностью более 300 м. Наблюдаются также промежуточные типы разрезов.

ГФ залегают на среднекаменноугольных терригенных красноцветных отложениях мощностью более 500 м.

В разрезах всех типов на глубине отмечается переход гипсов в ангидриты.

Разные типы разрезов, вероятнее всего, отвечают разным фациально-ландшафтным зонам системы лагунно-озерных и, возможно, окраинно-морских бассейнов. В первом подтипе преобладают мелководно-шельфовые и в меньшей мере сэбхово-лагунные обстановки, во втором – сэбхово-лагунные и лагунно-озерные.

Образование формации соотносится с орогенным этапом развития герцинских структур внутренних зон Уральской подвижной области. Вероятная палеотектоническая позиция: сначала (раннеорогенная стадия) активнокраинный пояс, задуговые бассейны окраинных и внутренних впадин; затем, в ранней перми (позднеорогенная стадия) коллизионный режим, внутренние впадины.

С наиболее крупными линзовидными гипсоносными пачками ГФ связаны проявления и небольшие месторождения гипса.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

На территории Алтае-Саянской складчатой области ГФ распространены хотя и несколько шире, чем в Уральской, но в целом также ограниченно (рис. 3.50). Все они находятся в крупных наложенных средне-верхнепалеозойских дейтероорогенных межгорных впадинах, связанных с процессами девонской активизации и континентального рифтогенеза [Геология и полезные ... , 2000]. Эти процессы широко проявились в пределах области завершившейся салаирско-каледонской аккреции. В рассматриваемый период эта область представляла собой дистальную часть активной окраины Центрально-Азиатского пояса, а протекавшие здесь процессы наложенной активизации являлись, по-видимому, отражением событий, происходивших вдоль субдукционных границ.

Наложённые структуры девонской активизации в настоящее время морфологически чаще всего выражены глубокими впадинами и прогибами, основную часть осадочного и вулканогенно-осадочного выполнения которых составляют девонские комплексы мощностью 3–8 км. В девонских комплексах большинства впадин выделяются два структурных яруса.

Нижний представлен существенно вулканогенными образованиями, а верхний красноцветными и сероцветными терригенно-карбонатными, в разной мере обогащенными пирокластическим материалом. Галогенные образования связаны преимущественно с нижними частями верхнего яруса.

ГФ известны в четырех бассейнах, отвечающих четырем наиболее значительным межгорным впадинам: в Кузнецком, Северо- и Южно-Минусинских и Тувинском. Только в одном из них, Тувинском, установлена соленосная, галититовая (с ограниченной калиеносностью) формация (ГФ 104, D₂ef). В остальных бассейнах известны формации лишь сульфатно-кальциевого типа (правда, с вероятным развитием каменных солей). Это Северо- и Южно-Минусинские (ГФ 100, 101, D₂(ef)zv(D₃f₁)) и Кузнецкий (ГФ 98, D₃fm₂) бассейны, а также локально развитый Окуневский (ГФ 99, D₃fm₂?). Все формации относятся к средне-позднедевонскому возрастному интервалу, к разным его частям.

Кузнецкий бассейн, 98, D₃fm₂ (подонинский горизонт); сульфатно-кальциевый тип, вулканогенно-терригенно-карбонатный подтип, пестроцветная, 1Ва,б; [Жарков, 1978; Рифогенные ... , 1990; Геология и полезные ... , 2000; Государственная ... , N-46, 2007].

Структурно-тектоническую позицию ГФ определяет связь с Кузнецкой эпикаледонской наложенной межгорной (дейтероорогенной) впадиной Алтае-Саянской складчатой области. Галогенные отложения установлены в восточной и южной окраинных частях Кузнецкой впадины и вскрыты рядом скважин в более погруженных участках. Мощность формации 30–200 м.

Галогенные породы представлены гипсами и ангидритами, образующими прослой среди пестроцветных терригенных и вулканогенно-терригенных отложений с подчиненным количеством известняков, доломитов, мергелей.

ГФ залегает на морском верхнедевонском терригенно-карбонатном комплексе, перекрывается нижнекаменноугольным глинисто-карбонатным.

Формирование галогенных отложений связано с лагунными и частично с мелководно-шельфовыми обстановками окраинно-морского мелководного бассейна.

Палеотектоническая обстановка времени соленакопления: задуговой бассейн сжатия (краевой прогиб) активноокраинного пояса, сменяющий во времени обстановки бассейна растяжения.

По возрасту, палеоседиментационной и, по-видимому, палеотектонической позиции рассматриваемая ГФ близка к фаменским соленосным комплексам Чу-Сарысуйской впадины и сульфатноносным Тенгизской, развитым в пределах казахстанской части Урало-Монгольского пояса.

Северо-Минусинский (Чулымо-Енисейский), 100 и Южно-Минусинский, 101 бассейны, D₂(ef)zv(D₃f₁); сульфатно-кальциевый тип (в Северо-Минусинском бассейне, возможно, галититовый), терригенно-карбонатный подтип, пестроцветные, 1(2)Ва; (рис. 3.51); [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974, 1978; Рифогенные ... , 1990; Зоненшайн и др., 1990; Геология и полезные ... , 2000; Государственная ... , N-46, 2007].

Структурно-тектоническая позиция ГФ: Северо-Минусинская (Чулымо-Енисейская) и Южно-Минусинская эпикаледонские наложенные дейтероорогенные межгорные впадины Алтае-Саянской складчатой области.

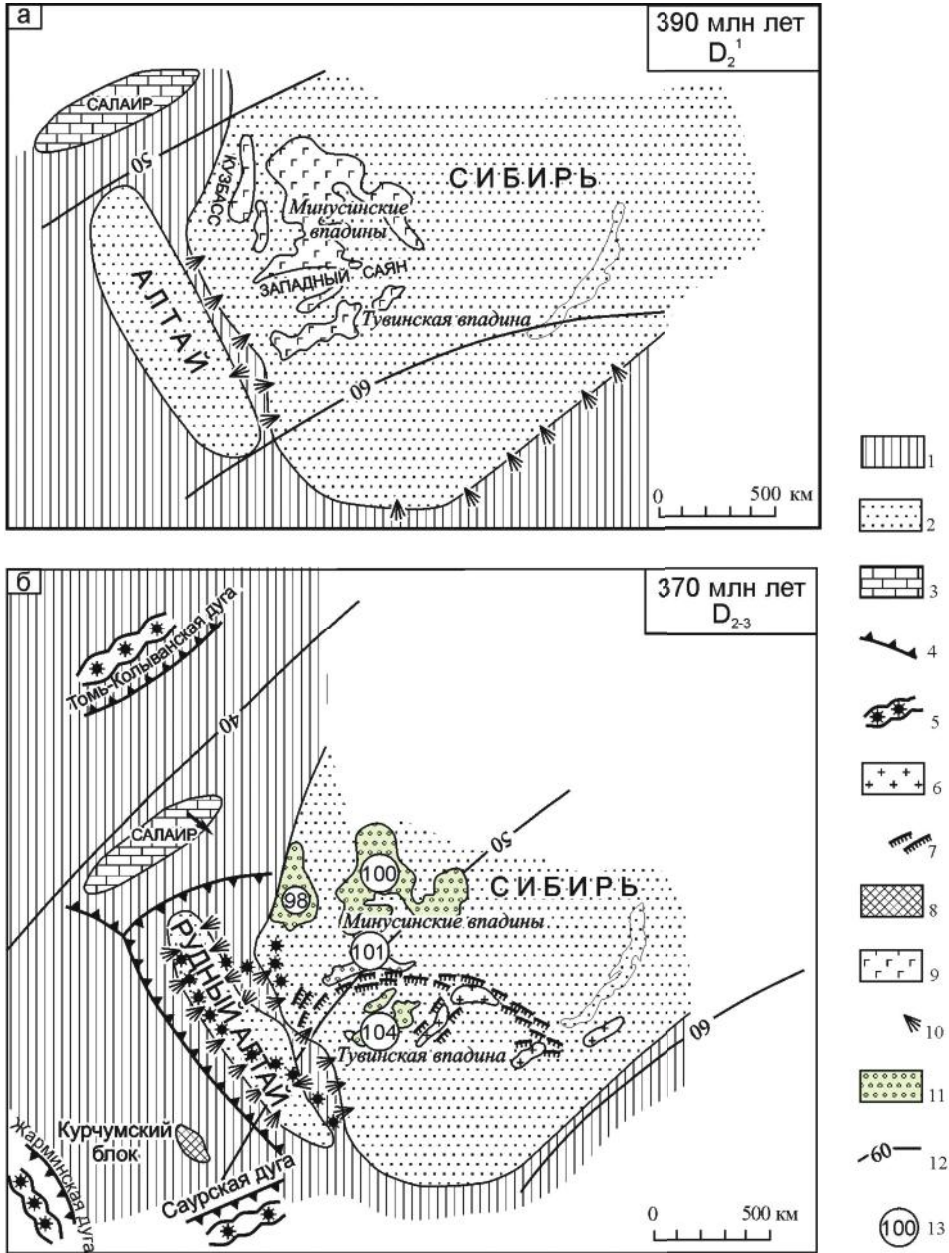


Рис. 3.51. Палеорекострукции Алтае-Саянской области: *а* – на 390, *б* – на 370 млн лет. По [Зоненшайн и др., 1990, рис. 90, 91], с дополнениями

1 – океаническая кора; 2 – преобладающая суша; 3 – карбонатные массивы; 4 – зоны субдукции; 5 – вулканические дуги; 6 – гранитные батолиты; 7 – зоны складчатости и метаморфизма; 8 – экзотические блоки кристаллических пород; 9 – внутриплитный магматизм; 10 – подводные конусы выноса; 11 – моласса (в том числе соленосная); 12 – палеошироты; 13 – соленосные бассейны (цифра в кружке отвечает номеру галогенной формации на карте, прил. 3.1): 98 – Кузнецкий, 100 – Северо-Минусинский, 101 – Южно-Минусинский, 104 – Тувинский

ГФ распространены на значительных площадях этих впадин. Мощность формаций от 90–170 до 200–300 м.

Галогенные породы представлены гипсами и ангидритами (последние появляются обычно на глубине), образующими прослой среди пестроцветных мергельных, карбонатных и терригенных (алеврито-песчаных) отложений. Сульфатоносность в разрезах развита от эйфеля (абаканская свита) до нижнего франа (ойдановская свита). По составу вмещающих пород и насыщенности сульфатами различаются три сульфатоносных комплекса.

Нижний комплекс (абаканская и аскизская свиты) мощностью 20–60 м представлен внизу сульфатоносными красноцветными песчаниками и алевролитами, вверху бледно-желтыми алевролитами и мергелями; гипсы и ангидриты образуют линзы и маломощные прослои. Выше залегают морские мергельно-глинисто-карбонатные отложения илеморовской свиты нижнего живета мощностью 20–30 м, разделяющие нижний и средний сульфатоносные комплексы.

Средний комплекс (бейская свита верхнего живета) мощностью 50–110 м (до 130–200 м) наиболее насыщен гипсами и ангидритами и является основным сульфатоносным подразделением. Представлен пестроцветными мергелями (которые преобладают), часто переслаиваемыми с гипсами, известняками, реже доломитами, алевролитами и песчаниками. Гипсы и ангидриты образуют относительно мощные пласты (до 7, реже до 11 м), с которыми связаны месторождения и проявления гипса. Сульфатонасыщенность в отдельных пачках мощностью 35–40 м достигает 20–40%.

Верхний комплекс (сульфатоносные части разреза монокской и ойдановской свит нижнего франа) представлен пачкой мощностью 2,5–7 м красно- и пестроцветных мергелей с прослоями (мощностью от нескольких сантиметров до 0,4–0,8 м), линзами и включениями гипсов, гипсоносных глин и мергелей. Сульфатонасыщенность иногда достигает 60%.

В погруженных зонах Чулымо-Енисейской впадины в разрезе рассматриваемых отложений по некоторым показателям вероятно наличие солей. К таким показателям относятся прежде всего гидрохимические (источники и подземные воды с минерализацией до 254,5 г/л) проявления процессов соленакопления и засоления в очагах разгрузки, некоторые геоморфологические особенности и специфический характер структурных осложнений осадочного чехла, сходные с наблюдаемыми в областях проявления галокинеза.

Формирование ГФ происходило в обстановках лагунных и озерных бассейнов и частично, возможно, в мелководно-шельфовых обстановках внутренних морей.

Палеотектоническая обстановка: задуговые бассейны растяжения активноокраинного пояса, вверх по разрезу переходящие в бассейны сжатия.

По структурно-тектонической позиции и особенностям палеотектонического размещения ГФ Минусинских впадин близки к формациям расположенного южнее Тувинского соленосного бассейна.

С основным сульфатоносным подразделением разреза ГФ со средним комплексом, отвечающим бейской свите, в обоих бассейнах связан целый ряд месторождений гипса, в том числе разведанных и эксплуатируемых [Государственная ... , N-46, 2007]. Месторождения Северо-Минусинской

впадины (Промежуточное, Черноозерское, Чулымское и др.) имеют от 3 до 5 пластов гипса; мощность пластов 0,5–4,6 м; размеры залежей 350–530 × 75–100 м; содержание гипса 67–90%. В Южно-Минусинской впадине разведанные месторождения Капчалинское, Оросительное и Хамзазское содержат до 10 пластов гипса в той же части бейской свиты; мощность пластов 0,7–2,4 м; размеры залежей до 2800 × 2000 м; содержание гипса 76–94%.

Со средне-верхнедевонскими отложениями Южно-Минусинской впадины связаны также ограниченные перспективы нефтегазоносности [Государственная ... , N-46, 2007]. В результате нефтегазопоисковых работ здесь были открыты одно месторождение и четыре нефтегазопоявления.

С девонскими галогенными отложениями Северо- и Южно-Минусинских бассейнов прямо или косвенно связаны также голоценовые соляные осадки, объединенные в одноименные (Северо- и Южно-Минусинские) бассейны (Q₄, ГФ 102, 103), а также минеральные воды (источники и глубинные хлоридные натриевые рассолы), активные процессы засоления, лечебные грязи и др. [Государственная ... , N-46, 2007]. Все они часто совмещены пространственно и тесно взаимосвязаны генетически. Большинство из них расположено на дне замкнутых бессточных впадин и озерных котловин, в строении разрезов которых участвуют породы девонских формаций.

Северо-Минусинский, 102, Q₄↓ и Южно-Минусинский, 103, Q₄↓ бассейны; сульфатно-натриевый тип, глинистый подтип, 4Г; [Иванов и др., 1960; Государственная ... , N-46, 2007].

В составе этих двух ГФ условно объединены многочисленные проявления галогенеза района Минусинских котловин, связанные с современными самосадочными и сухими озерами. Всего известно более 25–30 озерных соляных месторождений. Они расположены в котловинах в пределах водораздельного пространства между реками Белый Июс (приток р. Чулым) и Енисей, а также к югу от г. Минусинск на водоразделе между реками Абакан и Енисей. Наиболее значительные месторождения находятся в озерах Шунет, Минусинское, Варчье, Бейское, Октябрьское (Красное) и др.

Общая геохимическая особенность большинства соляных залежей — преимущественно сульфатно-натриевый состав как соляных донных отложений, так и рапы. В донных отложениях находятся залежи мирабилита мощностью до 9–10 м: в оз. Минусинское 1–9, в оз. Варчье 1–6, в оз. Тусколь до 3,5, в оз. Конголь до 2 м и т. д. В мирабилите присутствует примесь глинистого материала.

Соленакпление сопряжено с восходящей разгрузкой рассолов. Соляные источники довольно широко распространены в разных частях Минусинской котловины и дренируются озерными и солончачковыми впадинами. Сами рассолы, вероятно, связаны с погребенными соленосными отложениями, развитыми на глубине в разрезе среднедевонской ГФ либо в составе более древних осадочных комплексов. Образование соляных залежей произошло в голоцене и продолжается в настоящее время.

Фациально-ландшафтная обстановка соленакпления: озера предгорно-равнинные, мелководные. Тектоническая позиция: прогибы в пределах области современной периколлизионной активизации.

Помимо соляных залежей, во многих озерах Минусинской котловины (Шира, Тагарское, Куренка, Шунет и др.) распространены минеральные воды, лечебные грязи, также связанные с восходящими минеральными

источниками. На базе некоторых из них организованы курорты. Главные лечебные факторы курортов – минеральные воды (рапа) и сероводородные грязи, выполняющие придонные части озерных котловин. На дне озер имеются также горько-соленые воды. Типичный состав рапы, %: Na_2SO_4 72,5; NaCl 23,7; Na_2CO_3 0,4. На некоторых озерах (Тагарское, Куренка и др.) велась добыча соли. Большинство других минеральных солей и источников используется в лечебных целях местными жителями. Рассолы, разгружающиеся в восходящих источниках, используются в солеварении. На эксплуатации рассолов, разгружающихся на дне оз. Октябрьское (Красное) работал Абаканский солеваренный завод. Генезис рассолов связывается с погребенными соленосными отложениями.

Тувинский бассейн, 104, D₂ef; галититовый тип (с ограниченной калиеносностью), вулканогенно-терригенный подтип, неравномерно пестроцветная, 2(3)Дб(а); [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974, 1978; Высоцкий и др., 1988; Рифогенные ... , 1990; Геология и полезные ... , 2000; Государственная ... , М-46, 2007].

ГФ распространена на юге российской части Алтае-Саянской складчатой области и на смежных территориях Монголии. Структурно-тектоническая позиция ГФ: Тувинский эпикаледонский наложенный дейтеророгенный межгорный прогиб. Соленосные отложения установлены на ограниченных площадях в пределах юго-западной части Тувинского прогиба, где изучены главным образом на месторождениях каменной соли (Туз-Тагское и Торгалыгское). Уверенно предполагаются в пределах более обширного ареала – в контурах среднедевонского Тувино-Монгольского солеродного бассейна, занимавшего значительные площади России и протянувшегося далеко на юг и юго-запад в пределы Монголии.

Соленосная формация (ихейская свита) по остаткам ихтиофауны и спорово-пыльцевым комплексам отнесена к эйфельскому ярусу среднего девона. Возможно, частично включает и низы живетского яруса.

ГФ сложена красноцветными песчаниками, алевролитами с подчиненными прослоями известняков, мергелей, туфоалевролитов, линзами загипсованных и засолоненных глин, алевролитов, мергелей, с пачками соленосных пород и прослоями гипсов и ангидритов. Мощность соленосных отложений превышает 600 м (до 850–1000 м).

В разрезе ГФ выделены три пачки соляных пород мощностью 36–120 м, разделенные пачками огипсованных и засолоненных глин и алевролитов мощностью от 20–30 до 170 м. Каменная соль в разрезе преобладает. Средний коэффициент соленасыщенности соленосной толщи около 68% [Иванов и др., 1960]. Гипс и ангидрит образуют прослой мощностью от долей до 15–20 м.

Установлено наличие калийных солей. Однако данные о характере калиеносности ограниченные. На Туз-Тагском месторождении каменной соли в средней и верхней соляных пачках известны микровключения сильвина и единичные прослой сильвин-галитовой породы мощностью несколько сантиметров с содержанием KCl от 6 до 18%. Вверх по разрезу интенсивность калиепроявлений несколько возрастает. В калиеносных интервалах обнаружены также хлориды железа (риннеит).

Негалогенные породы представлены пестроцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, глинами, мергелями, а также туфогенными породами. Характерно высокое содержание терригенного и туфогенного материала.

Соленосные отложения дислоцированы, часто смяты в брахиформные складки.

ГФ с разрывом залегает на отложениях таштыпской свиты, сложенной темно-серыми массивными и тонкоплитчатыми известняками с морской фауной, мергелями, известковистыми алевролитами и песчаниками. Согласно перекрывается породами илеморовской свиты, в составе которой преобладают серые и зеленовато-серые алевролиты, мергели, известняки, аргиллиты и песчаники.

Палеоседиментационная обстановка галогенеза: лагунно-озерные бассейны, частично, возможно, мелководно-шельфовые обстановки внутреннего моря. Палеотектоническая обстановка: задуговой бассейн растяжения активноукраинного пояса.

С ГФ связаны месторождения каменной соли и гипса [Государственная ... , М-46, 2007]. Из месторождений каменной соли наиболее значительное Туз-Тагское (Дус-Дагское) приурочено к галогенным комплексам, залегающим в виде моноклинали с падением 40–60°. Продуктивная залежь представляет собой линзовидное тело протяженностью 1040 м. Общая мощность соленосной толщи 350 м, в том числе каменной соли 320 м. Запасы категорий В+С₁ составляют около 7 млн т, возможно их удвоение. Наряду с галитом, присутствует сильвин до 3%. В небольших количествах поваренная соль добывалась из вод оз. Дус-Холь, запасы соли в котором не определялись. Из месторождений гипса наиболее значительное Актальское, расположенное в юго-восточном борту Тувинского прогиба. Оконтурено пять линзообразных тел протяженностью 130–300 м при средней мощности 2,5–4,0 м; содержание гипса 65–95%; качество невысокое, запасы ограниченные [Государственная ... , М-46, 2007].

* * *

Выполненный анализ распространения ГФ на территории внутренних частей Уральской и Алтае-Саянской складчатых областей позволяет наметить ряд общих особенностей их пространственно-временного размещения.

В пределах рассмотренных внутренних частей складчатых областей ГФ и их фрагменты установлены в узком возрастном интервале от среднего девона до ранней перми; сведения о более древних ГФ отсутствуют. Интервал отвечает герцинскому циклу. В его пределах обозначаются два более узких интервала: D₂₋₃, характерный для Алтае-Саянской складчатой области (и возможно, для Уральской), и С₂–Р₁, характерный для Уральской. Средне-верхнедевонский интервал наиболее значительный. Существовало, что в целом тот же общий возрастной интервал галогенеза (D₃–Р₁₋₂), но гораздо лучше сохранившийся, представлен, как уже отмечалось, на южном продолжении Уральского пояса в пределах Казахстана в Чу-Сарысуйских и некоторых других средне-верхнепалеозойских межгорных бассейнах.

Галогенные комплексы находятся преимущественно в пределах структурных элементов типа межгорных впадин внутренних зон палеозойских подвижных областей. Они входят в состав выполняющих эти впадины комплексов – либо орогенных (в Уральской складчатой области), либо дейтероорогенных (в Алтае-Саянской) – и соотносятся с соответствующими этапами развития этих областей. Их палеоструктурные недеформированные аналоги, перекрытые плитными комплексами Туранской

и Западно-Сибирской молодых платформ, обычно включаются в состав переходных комплексов этих платформ. В палеотектоническом плане почти все установленные галогенные образования связаны с активнookраинными поясами, с задуговыми бассейнами. Чаще они находятся в контурах микроконтинентальных блоков, в перекрывающих их комплексах.

Накопление большинства ГФ связано с системами лагунных, лагунно-озерных и мелководно-морских бассейнов, с разными фациально-ландшафтными зонами, преимущественно с сзбхово-лагунными, лагунно-озерными и мелководно-шельфовыми.

Из геохимических разновидностей для галогенных комплексов характерен преимущественно сульфатно-кальциевый тип. Галититовый установлен лишь в одном Тувинском бассейне, где с ним связана ограниченная калиеносность. Помимо того, соленосность вероятна в Северо-Минусинском сульфатноносном бассейне. Среди подтипов ГФ преобладает терригенно-карбонатный, реже отмечаются глинисто-карбонатный и терригенный. Широко развита красноцветность. Нередко присутствует примесь туфогенного материала. Мощности формаций в основном от нескольких десятков до 200–300 м, реже больше.

В пределах анализируемых внутренних частей Урало-Монгольского складчато-надвигового пояса ГФ распространены ограниченно по количеству занимаемой площади, мощности и полноте выраженности галогенеза, что, как уже отмечалось, в большей мере определяется включением областей сочленения платформ со складчатыми областями полностью в состав современных платформ, а также плохой сохранностью наименее стойких галогенных комплексов среди деформированных складчатых образований.

Приведенные структурно-вещественные характеристики рассмотренных складчато-надвиговых областей, как и реконструкции типичных палеотектонических и палеогеографических обстановок их образования могут быть использованы лишь с учетом принятых ограничений. Некоторые более общие закономерности образования и размещения ГФ в подвижных поясах будут проанализированы ниже, по возможности с учетом отмеченных фактов.

ЗАПАДНОЕ И ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Как уже отмечалось, в пределах Забайкалья известны лишь голоценовые солепроявления. Это рассеянные и в основном небольшие соляные залежи, условно рассматриваемые как самостоятельные формации.

В Западном Забайкалье выделены соленосные бассейны [Государственная ... , М-50, 2006]: Селенгинский, Лешадский, Алгинский (ГФ 107–109, Q4↓, сульфатно-натриевый тип, 5Г,Д; Доронинский (ГФ 110, Q4↓, сульфатно- и карбонатно-натриевый типы, 5,6Г,Д), Селитряной (ГФ 111, Q4↓, карбонатно-натриевый тип, 6Г,Д). В Восточном Забайкалье – Халандинский, Делонский, Укшиндинский, Байн-Цаганский, Цаган-Норский (ГФ 112–114, 116, 117, Q4↓, карбонатно-натриевый тип, 6Г,Д) и Даурско-Дарасунский, Бабьинский, Борзинский Барун-Шивыртуйский и Шихалин-Норский (ГФ 115, 118–121, Q4↓, сульфатно-натриевый тип, 5Г,Д).

Все ГФ относятся в основном к сульфатно- и карбонатно-натриевым типам, к глинистым и терригенным подтипам. Мощность от единиц до десятков метров.

Соленакпление связано с самосадочными и сухими озерами. Общая геохимическая особенность – преимущественно сульфатно- и карбонатно-натриевый состав – характерна как для соляных донных отложений, так и для рапы. Образование соляных залежей произошло в голоцене, продолжается и в настоящее время.

Фациально-ландшафтная обстановка соленакпления: озера предгорные и межгорные, мелководные. Тектоническая позиция: в Западном Забайкалье мелкие рифтогенные прогибы в области современного внутриконтинентального рифтогенеза; в Восточном Забайкалье прогибы в области периколлизионной активизации.

С ГФ связан ряд мелких месторождений и проявлений сульфатно- и карбонатно-натриевых солей.

ТИХООКЕАНСКИЙ (ДОАЛЬПИЙСКИЙ) СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

В составе пояса условно объединены разновозрастные, преимущественно докайнозойские, складчатые области востока России, в разной мере связанные с развитием палеотихоокеанских океанических бассейнов, лишь тех из них, в которых известны ГФ: Таймырско-Североземельская, Вохоянско-Колымская, Чукотская и Сихотэ-Алинская.

ТАЙМЫРСКО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В Таймырско-Североземельской складчатой области ГФ распространены ограниченно и представлены преимущественно сохранившимися фрагментами (рис. 3.52). Наибольшее развитие они имеют в *Североземельском бассейне*, где в интервале от ордовика до девона отмечаются на четырех уровнях: O_{1-3} – ГФ 122, 122а; S_2 – ГФ 123; D_1 – ГФ 124 и $D_2\dot{z}v$ – ГФ 125.

В последние годы на севере Карского моря в прогибе Урванцева сейсмическими методами выявлен субаквальный *Северо-Карский* солянокупольный бассейн, ГФ 122а (рис. 3.52а) [Мальшев и др., 2012; Никишин, 2012]. Его границами служат мегавал Наливкина, ограничивающий прогиб на юге, и поднятие Ушакова-Визе на севере. В соседних прогибах (Уединения и Красноармейском) признаков соляной тектоники пока не установлено. Разрез бассейна сложен ордовикско-девонскими толщами, выше которых развиты маломощные каменноугольно-пермские и мезозойские отложения. Возраст соленосных отложений достаточно уверенно определяется как раннепалеозойский, приблизительно как ордовикский (возможно, позднеордовикский). Подтверждением справедливости такого датирования служит распространение к востоку от прогиба на островах арх. Северная Земля ангидритов и гипсов ордовикского возраста в составе Североземельского ордовикского соленосного бассейна (ГФ 122). Стоит отметить, что солянокупольные структуры близкого возраста предполагаются также в Северо-Баренцевской впадине в Ольгинском бассейне (ГФ 43), где они образуют нижние уровни верхнепалеозойских солянокупольных структур (ГФ 44). Солянокупольные комплексы контролируются палеорифтогенными структурами, фиксирующими заложение в раннем ордовике Северо-Карского задугового (вторично-рифтового) бассейна [Мальшев и др., 2012].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ	СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА	ФАЗЫ ДИАСТРОФИЗМА	ТИХООКЕАНСКИЙ ДОАЛЬПИЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС				УРОВНИ ГАЛОГЕНЕЗА	СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА		
			ТАЙМЫРСКО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКАЯ	ВЕРХОЯНСКО-КОЛЫМСКАЯ		ЧУКОТСКАЯ			СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ	
				ВЕРХОЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА	ОМУЛЕСКО-ПОЛУСЧЕНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА					
КИМЕРИЙСКО-АЛПИЙСКИЙ	Q	19						Q		
	N	18						N		
	P	15						P		
		14						P		
	K	13						K		
ГЕРЦИНСКИЙ	J	10						J		
	T	9						T		
	P	8						P		
		7						P		
	C	6						C		
КАЛЕДОНСКИЙ	D	5	I-хАТЛ 125 D ₂ zv хАТЛ 124 D ₁	хАТЛ 126 D? хАТЛ 128 D _{2,3}	хАТЛ 129 D ₁ ef-zv хАТЛ 131 D ₁ ef-zv	хАТЛ 132 D ₁	Λ D _{2,3}	D		
	S	4	АТЛ 123 S ₁	АТЛ 127 S ₁ id-p	АТЛ 130 S ₂ p		Λ S ₂ -D ₁	S		
	O	3	хАТЛ 122a O?					Λ O _{1,3}	O	
	E	2	хАТЛ 122 O ₁ a-O ₁ k						Λ E ₁	E
		1							Λ E ₁	E
V	2							Λ E ₁	V	

Рис. 3.52. Схема корреляции, отражающая пространственно-временное распространение галогенных формаций в Тихоокеанском доальпийском складчатом поясе. Сост. Г. А. Беленицкая

Усл. обозн. см. на рис. 3.3

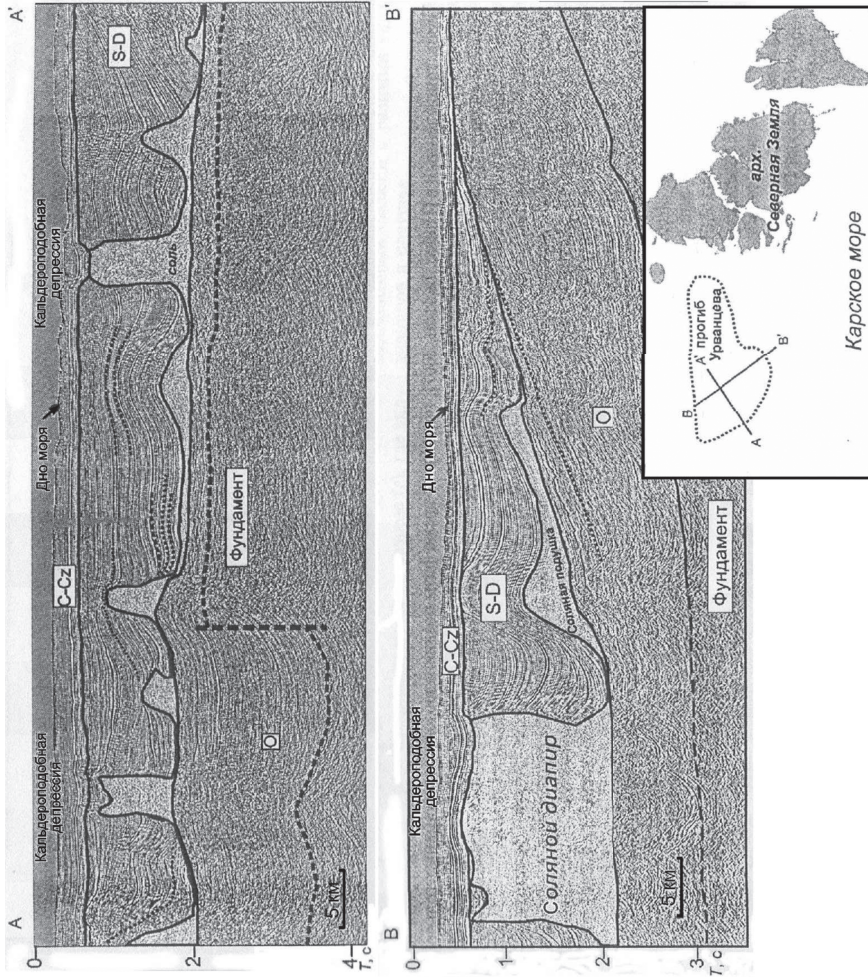


Рис. 3.52а. Северо-Карский солянокупольный бассейн (прогиб Урванцева). А, В – сейсмические профили, на врезке – положение профилей, точечный контур прогиба Урванцева. Из [Никишин, 2012]

Сульфатоносные комплексы известны, кроме того, в составе девонских отложений вдоль южной окраины Таймырского региона, где они представляют собой северные периферические фрагменты двух крупных соленосных девонских ГФ, развитых на смежных территориях Енисейско-Хатангского прогиба и севера Тунгусской синеклизы – в Тунгусско-Таймырском (D_1 , ГФ 50) и Тунгусско-Хатангском ($D_{2ef}-D_{3fm}$, ГФ 52) бассейнах, и были рассмотрены при характеристике ГФ Восточно-Сибирской платформы.

Из перечисленных сульфатоносных комплексов относительно широко развиты и охарактеризованы ГФ двух уровней *Североземельского бассейна* – D_1 , ГФ 124 и D_{2zv} , ГФ 125.

Североземельский бассейн, 124, D_1 (подъемнинская, спокойнинская, русановская свиты); сульфатно-кальциевый тип, карбонатно-терригенный подтип, пестроцветная (сульфатно-карбонатно-мергельно-терригенная); 1Ba(в); [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974; Литолого-фациальные ... , 1979; Хаин, 1979; Малич и др., 1980; Рифогенные ... , 1990; Государственная ... , Т-45-48, 2003].

ГФ распространена на островах Северной Земли (Октябрьской Революции, Комсомолец). Мощность 345–610 м.

Галогенные породы в разрезе формации представлены исключительно гипсами, устанавливаемыми на трех стратиграфических уровнях: в верхней части разреза подъемнинской свиты, в основании спокойнинской и в кровле русановской. Гипсы образуют пласты, прослои, слои, лепешковидные выделения, тонкие линзы, мощность которых колеблется в широких пределах от долей сантиметров до 20–22 (40) м. Степень сульфатонасыщенности возрастает вверх по разрезу формации, достигая максимума в верхних ее частях.

Породы негалогенного ряда представлены пестроцветными алевролитами, аргиллитами, песчаниками, мергелями, доломитами, реже известняками. Карбонатность формации, как и сульфатонасыщенность, в целом растет вверх по разрезу; в верхних частях доломиты образуют слои и пачки мощностью до 10–13 м. Доломиты нередко водорослево-строматолитовые, образуют пласты и единичные небольшие органогенные постройки биогермного типа мощностью до 0,7 м.

ГФ согласно залегает на пестроцветной глинисто-терригенной формации D_{1gd} (североземельская свита) и согласно перекрывается пестроцветной карбонатно-глинисто-терригенной формацией, содержащей гематитовые руды.

Образование формации происходило в условиях прибрежно-морской равнины, заливавшейся морем и примыкавшей на юге к суше Карского массива [Хаин, 1979].

С породами формации связана целестиновая минерализация. Стяжения целестина приурочены к низам формации, к верхней части разреза подъемнинской свиты.

Североземельский бассейн, 125, D_{2zv} (ватутинская свита); сульфатно-кальциевый тип, терригенно-карбонатный и глинисто-карбонатный подтипы, пестроцветная (пестроцветная, сульфатно-карбонатно-глинисто-алевролитовая); 1B, Va; [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974; Литолого-фациальные ... , 1979; Хаин, 1979; Малич и др., 1980; Рифогенные ... , 1990; Государственная ... , Т-45-48, 2003].

Распространена на острове Октябрьской Революции архипелага Северная Земля. Мощность 120 м.

По составу и характеру сульфатоносности сходна с нижнедевонской ГФ Североземельского бассейна.

Фациально-ландшафтные условия в период среднедевонского сульфатонакопления также в целом мало отличались от условий, существовавших при образовании нижнедевонской ГФ. Накопление осадков происходило в мелководно-морских и прибрежно-сбхово-лагунных обстановках.

ВЕРХОЯНСКО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В Верхоянско-Колымской складчатой области ГФ установлены в пределах Верхоянской складчатой системы и в Омuleвско-Полусненской складчатой зоне. В обоих регионах они развиты в сравнительно узком стратиграфическом интервале: от верхнего силура до верхнего девона (рис. 3.52). На территории Верхоянской складчатой системы ГФ известны в бассейнах *Приленском D?*, ГФ 126 и *Сетте-Дабанском*, S_2ld-p , ГФ 127 и $D_2\dot{z}v-D_3f$, ГФ 128. В Омuleвско-Полусненской складчатой зоне – в бассейнах *Тас-Хаях-Таском*, $D_2ef-\dot{z}v$, ГФ 129 и *Омuleвском*, S_2p , ГФ 130 и $D_2ef-\dot{z}v$, ГФ 131.

Верхоянская складчатая система

Приленский бассейн, 126, D?; сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный подтип; 1Ва; [Иванов и др., 1960; Жарков, 1974; Карта перспективной ... , 1976в; Милановский, 1983; Рифогенные ... , 1990; Государственная ... , Q 52, 2006].

Распространена в Верхоянском прогибе Верхоянской складчатой области, где наблюдается в виде отдельных разобщенных выходов (по рекам Юел-Сиктээх, Собопол). Мощность выходов незначительна, преимущественно 5–15 м. Общая мощность сульфатоносной формации от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

В выходах наблюдаются гипсы, реже ангидриты, переслаивающиеся с гипсо-доломитовыми породами и с брекчиями известняково-гипсового состава. Встречаются прослой мергелей, аргиллитов, нередко пестроцветных, маломощные прослой алевролитов.

Некоторые исследователи справедливо связывают выходы гипсов и ангидритов с проявлениями солянокупольной тектоники, считая их образованиями типа гипс-ангидритовых штоков и/или остаточных кепроков, возникших скорее всего на диапирах средне-верхнедевонских солей.

Наиболее вероятные фациально-ландшафтные обстановки осадконакопления – мелководно-морские и прибрежно-сбхово-лагунные.

Палеогеодинамическая ситуация времени образования ГФ: восточная пассивная окраина Восточно-Сибирского континента, ее приконтинентальные части, активизированные в ходе широко проявившегося на восточной окраине платформы девонско-раннекаменноугольного континентального рифтогенеза. Образование формации, вероятно, контролировалось отдельными звеньями возникшей при этом протяженной рифтогенной системы, включавшей, в частности, крупнейший и хорошо изученный Вилойский палеорифт.

С выходами ГФ связан ряд небольших проявлений гипса и ангидрита на правом берегу р. Буорсалыр-Тарына, на левом берегу рек Ундюлюнт и Дябдя.

Сетте-Дабанский бассейн, 127, S₂ld-p (хуратская свита); сульфатно-кальциевый тип, вулканогенно-терригенно-карбонатный подтип (слабопестроцветная, вулканогенно-терригенно-сульфатно-глинисто-карбонатная); 1А,В(а)б; [Ян-Жин-Шин, 1983; Милановский, 1983; Кутырев, 1984; Бергер и др., 1987; Рифогенные ... , 1990].

ГФ распространена в Сетте-Дабанском горст-антиклинории в междуречье Темпо-Аллах–Юнь. Прослеживается в обнажениях в виде протяженной (более 200 км) полосы. Мощность 300–350 м.

Представляет собой плащевидное карбонатное тело, в котором сохранились лишь реликтовые останцы сульфатных пород. Остаточные сульфатные породы исключительно гипсы, образующие прослоеобразные тела мощностью от 3 до 15–20 м. Гипсы обычно содержат то или иное количество примеси карбонатного и глинистого материала. В составе пород негалогенного ряда преобладают карбонаты – известняки, доломиты и карбонатные брекчии – известняковые, доломитовые и известняково-доломитовые. Встречаются сравнительно мощные (до 0,5–1,0 м) прослои пестроцветных мергелей, песчаников, алевролитов, пакки зеленоцветных аржиллитов, редкие прослои вулканогенных пород.

ГФ залегает с постепенным переходом на карбонатной рифогенной формации O₃–S₁. Согласно, местами с размывом, перекрывается глинисто-карбонатной толщей нижнего девона (сетте-дабанская свита). К востоку в разрезе появляются водорослевые строматолитовые доломиты и небольшие биогермные тела.

Бассейн седиментации представлял собой полузамкнутый водоем в пределах мелководного шельфа, в конце силура превратившийся в низменную равнину, временами заливавшуюся морем. Фациально-ландшафтные условия осадконакопления – мелководно-морские и прибрежно-эбхово-лагунные.

Образование ГФ, ныне расположенных в складчато-надвиговой области, соотносится со среднеордовикско-девонским этапом развития чехла платформы, с позднесилурийским регрессивным осложнением инундационной стадии. Палеогеодинамическая ситуация времени галогенеза: восточная пассивная окраина Сибирского палеоконтинента, ее приконтинентальные части, активизированные в ходе ранних фаз континентального рифтогенеза, более широко и масштабно проявившегося несколько позже, в девонско-раннекаменноугольное время. Формирование ГФ контролировалось сетте-дабанским звеном среднепалеозойской рифтогенной системы, на многих участках, по-видимому, возрожденной на месте протерозойской.

Формация претерпела интенсивные гипергенные изменения, обусловившие почти полную десульфатизацию, брекчирование, кальцитизацию и разnodоломичивание пород, образование вторичных карбонатных пород и формирование на большей части территории распространения ГФ вторичного карбонатного тела типа кепрока [Кутырев, 1984].

В породах формации, а также в нижележащих верхнеордовикско-нижнесилурийских отложениях установлены проявления флюоритового и полиметаллического оруденения стратиформного типа [Кутырев, 1984; Бергер и др., 1987].

Сетте-Дабанский бассейн, 128, D₂žv–D₃f (сегенехская, бурхалинская, маучанская, троговская, туойская свиты); сульфатно-кальциевый тип, вулканогенно-терригенно-карбонатный подтип, пестроцветная (пестроцвет-

ная сульфатно-карбонатно-мергельно-песчано-вулканогенная); 1Ва,б; [Ян-Жин-Шин, 1983; Милановский, 1983; Кутырев, 1984; Бергер и др., 1987; Рифогенные ... , 1990].

Формация распространена вдоль северо-восточного и восточного края Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Обнажается в глубоких узких протяженных синклиналиях – Джалканской, Чугучанской, Сегеняхской, Кемюс-Юряхской, Муолинской. Мощность до 1800–2200 м.

Галогенные породы представлены в основном гипсами, реже ангидридами, образующими линзы мощностью от долей до 1,5 м. Встречаются пачки переслаивания гипсов и мергелей мощностью от 20 до 80 м; довольно широко развиты пачки пород сульфатно-карбонатного и карбонатно-сульфатного состава мощностью 5–7, реже 10–15 м. Повышенная сульфатоносность в разрезе формации наблюдается на двух уровнях: нижнем – бурхалинская свита $D_2\dot{z}v$ и верхнем – туойская свита D_3f . Коэффициент сульфатонасыщенности в низах формации составляет порядка 5%, иногда больше, в верхней ее части около 2%. Породы негалогенного ряда представлены пестроцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами, мергелями, известняками, доломитами и эффузивными породами. Последние развиты преимущественно в нижней части формации, где на их долю приходится до 20%, представлены базальтоидами. В нижней части формации преобладают терригенные породы, содержание которых достигает 70%. Вверх по разрезу количество терригенных пород уменьшается (до 20%) и увеличивается роль карбонатов (до 80% в верхней части разреза). Характерно разнообразие состава негалогенных – осадочных и эффузивных – пород и их соотношений в разрезе. Наибольшее разнообразие отмечается в нижней части формации.

ГФ несогласно залегает на карбонатных отложениях нижнего девона и с параллельным несогласием перекрывается нижнекаменноугольным известняковым комплексом.

Фациально-ландшафтные условия осадконакопления: мелководноморские и прибрежно-сэбхово-лагунные.

Образование ГФ относится к среднедевонскому – раннекаменноугольному этапу развития территории. Палеогеодинамическая ситуация этого времени: восточная пассивная окраина Сибирского палеоконтинента, ее приконтинентальные части, активизированные в ходе широко проявившегося девонско-раннекаменноугольного континентального рифтогенеза. Формирование ГФ контролировалось Сетте-Дабанской палеорифтогенной структурой, представлявшей собой звено протяженной рифтогенной системы. Накопление осадков в рифтогенной структуре происходило в условиях интенсивного прогибания.

Породы формации претерпели частичные гипергенные преобразования, выразившиеся в гидратации ангидрита до гипса, брекчировании, слабой кальцитизации и десульфатизации.

В разрезе формации, в составе бурхалинской (загадочнинской) свиты, отмечены незначительные проявления самородной серы [Карта перспективной ... , 1976], возникновение которых, вероятно, связано с гипергенными преобразованиями сульфатных пород при участии нефтяных вод. Комплексы пород, замещающие ГФ по латерали (джалканская и вышележащая менкюлинская серии), несут медное оруденение [Ян-Жин-Шин, 1983].

Омулевско-Полусненская складчатая зона

Тас-Хаях-Тахский бассейн, 129, D₂ef-žv; сульфатно-кальциевый тип, глинисто-карбонатный и частично терригенно-карбонатный подтипы, пестроцветная (пестроцветная сульфатно-карбонатно-мергельно(глинисто)-терригенная); 1Б,Ва; [Мерзляков, 1971; Карта перспективной ... , 1976в; Рифогенные ... , 1990; Шпикерман и др., 1998].

Формация распространена в пределах хр. Тас-Хаях-Тах, обнажена в бассейне р. Даньнье. Мощность до 250 м.

Галогенные породы представлены преимущественно гипсами, реже ангидритами. Гипсы слагают слои, пачки, часто линзовидные, мощностью от 5–15 до 100 м. Широко развиты сульфатно-карбонатные породы, образующие прослой мощностью 0,2–6 м. Сульфатные породы наиболее распространены в нижней части разреза формации. Сульфатонасыщенность формации от 10–20 до 30–40%.

Породы негалогенного ряда представлены известняками, известняково-доломитовыми породами, мергелями, известковистыми глинистыми сланцами, алевролитами. Карбонатные породы, преобладающие в верхней части разреза формации, образуют прослой мощностью от 1–2 до 20–25 м. Содержание карбонатов в разрезе 5–10%. Характерны пачки переслаивания (мощностью до 20–25 м) известняков с мергелями, нередко пестроцветными, с известковистыми глинистыми сланцами, с прослоями алевролитов.

Формация входит в состав мощного (до 3000 м) девон-нижнекаменноугольного глинисто- и терригенно-карбонатного комплекса, в разрезе которого она согласно залегает на мощной (500 м) ниже-среднедевонской карбонатной толще, в верхней части обогащенной породами с повышенными углеродистостью и глинистостью. Согласно перекрывается верхнедевонскими известняками и доломитами, содержащими обильные остатки брахиопод и кораллов. По латерали замещается одновозрастной рифогенной формацией.

Накопление осадков происходило в мелководно-морских и прибрежно-лагунных обстановках.

Вероятная палеогеодинамическая ситуация: пассивная окраина континентального блока; в среднем девоне (конец эйфеля – живет) активизация, усиление тектонической активности и заложение рифтогенных(?) прогибов, контролировавших формирование рассматриваемых отложений.

Породы формации претерпели весьма существенные гипергенные изменения с гидратацией ангидрита до гипса, десульфатизацией, кальцитизацией, частичным выщелачиванием и брекчированием. На участках гипергенных преобразований в ГФ установлена минерализация целестина и самородной серы.

Омулевский бассейн, 131, D₂ef-žv; сульфатно-кальциевый тип, вулканогенно-глинисто-карбонатный и вулканогенно-терригенно-карбонатный подтипы, слабопестроцветная (слабопестроцветная сульфатно-карбонатно-мергельно(глинисто)- и терригенно-вулканогенная); 1Б,В(а)б; [Мерзляков, 1971; Карта перспективной ... , 1976в; Рифогенные ... , 1990; Шпикерман и др., 1998; Государственная ... , Q-52, 2008].

ГФ распространена по юго-западному и южному борту Омулевского поднятия. Обнажена в бассейнах рек Рассоха, Булкут. Мощность от 30 до 300 м, возможно, больше.

Галогенные породы представлены преимущественно гипсами, реже ангидритами. Гипсы образуют слои, пачки, часто линзовидные, мощностью

до 30–300 м (бассейн р. Рассоха). Широко распространены породы смешанного сульфатно-карбонатного состава, образующие слои мощностью до 7 м. Сульфатные породы преобладают в нижней части разреза. Коэффициент сульфатонасыщенности изменяется от 10–20 до 60%.

Породы негалогенного ряда представлены известняками и известняково-доломитовыми породами, мергелями, известковистыми глинистыми сланцами, алевролитами. Характерны пачки переслаивания (мощностью до 20–25 м) известняков с мергелями, нередко пестроцветными, с известковистыми глинистыми сланцами, с прослоями алевролитов. Карбонатные породы образуют прослой мощностью от 1–2 до 20–25 м, преобладающие в верхней части разреза формации. Содержание карбонатов в разрезе 5–10%. Отмечаются также довольно многочисленные субсогласные тела эффузивных пород, количество которых в разрезах достигает 5–10%. Для разреза формации характерны колебания количественных соотношений пород.

Формация входит в состав мощного (до 3000 м) девон-нижнекаменноугольного (глинисто- и терригенно-) карбонатного комплекса [Мерзляков, 1971; Шпикерман, 1998]. В его разрезе согласно залегает на мощной (500 м) ниже-среднедевонской существенно карбонатной толще. Согласно перекрывается верхнедевонскими глинистыми известняками и доломитами, часто пестроцветными, обогащенными вулканогенным материалом, содержащими биогермные тела. По латерали замещается разновозрастной рифогенной формацией.

Фациально-ландшафтные условия накопления отложений: мелководно-морские и прибрежно-лагунные.

Вероятная палеогеодинамическая ситуация: пассивная окраина континентального блока; связь с рифтогенными(?) прогибами, активизированными в среднем девоне.

Породы ГФ претерпели существенные гипергенные изменения: гидратацию ангидрита до гипса, десульфатизацию, кальцитизацию, выщелачивание и брекчирование.

С формацией связано стратиформное полиметаллическое оруденение, в значительной мере контролируемое рифогенными комплексами [Мерзляков, 1971; Шпикерман, 1998; и др.]. Установлена также минерализация целестина и самородной серы, приуроченная к участкам проявления гипергенных преобразований.

ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В Чукотской складчатой области отмечена лишь одна верхнедевонская ГФ в Чукотской складчатой системе в бассейне *о. Врангеля, 132, D₃*.

Чукотская складчатая система

Бассейн *о. Врангеля, 132, D₃*; сульфатно-кальциевый тип, карбонатно-терригенный подтип; 1В; [Рифогенные ... , 1990]. Сведения о ГФ очень ограниченные.

ГФ распространена на *о. Врангеля* в бассейне рек Сомнительная и Хищники. Мощность составляет не менее 150 м.

Галогенные породы представлены гипсами, образующими маломощные прослои, линзы в разрезе песчано-глинисто-карбонатной толщи.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой области отмечена только одна ГФ раннекембрийского возраста в контурах Ханкайского массива в *Ханкайском бассейне*, 133, E_1 .

Ханкайский массив

Ханкайский бассейн, 133, E_1 ; сульфатно-кальциевый тип (слабосульфатноносный, возможно, соленосный), карбонатно-глинистый подтип; (1,2,3?)Б; [Шехоркина, 1976; Геологическое строение ... , 1988; Рифогенные ... , 1990; Государственная ... , L-(52)53, 2006]. Сведения о галогенных породах весьма ограничены.

Формация связана с мощными раннекембрийскими терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенно-карбонатными комплексами. Мощность ~1500 м.

Галогенные породы представлены ангидритами, образующими слойки, включения в разрезах кремнисто-терригенно-карбонатных отложений. Сульфатонасыщенность не превышает нескольких процентов.

ГФ циклично сопряжена с рифогенными и высокоуглеродистыми отложениями. Наличие рифогенных и высокоуглеродистых образований характерно и для подстилающих частей раннекембрийского разреза.

Фациально-ландшафтные условия осадконакопления: мелководно-морские, возможно, зарифовые, а также прибрежно-сэбхово-лагунные.

Вероятная палеогеодинамическая ситуация: активизированная пассивная окраина древнего Ханкайского (Амурского) микроконтинента, в пределах которой в позднем докембрии-раннем-среднем кембрии проявился рифтогенез с формированием глубоких прогибов, в которых накапливались мощные толщи терригенно-карбонатных и кремнисто-терригенно-карбонатных отложений. Позже они подвергались складчатости, сопровождавшейся незначительным магматизмом.

* * *

Отметим некоторые общие особенности распространения ГФ в пределах условно выделенного доальпийского Тихоокеанского складчатого пояса, объединяющего ряд участков докайнозойских складчатых областей Востока России, в которых установлены проявления галогенеза. Единичные ГФ известны здесь в пределах четырех складчатых областей: Таймырско-Североземельской, Верхоянско-Колымской, Чукотской и Сихотэ-Алинской. Повсеместно они распространены ограниченно, преимущественно в виде отдельных сохранившихся фрагментов. Все они локализованы в разрезах палеозоя, преимущественно в возрастном интервале от среднего ордовика до позднего девона, чаще всего от позднего силура до позднего девона, и лишь в Ханкайском массиве в раннем кембрии. Сведения о более древних галогенных комплексах отсутствуют. Основной стратиграфический интервал локализации ГФ отвечает завершающим фазам каледонского тектогенеза и глобальным проявлениям среднепалеозойской активизации и континентального рифтогенеза.

Галогенные комплексы представлены преимущественно сульфатно-кальциевым типом. Соленосные типы не известны. Среди подтипов преобладает терригенно-карбонатный, реже отмечаются глинисто-карбонатный

и карбонатный. Широко развита пестроцветность. Нередко в разрезах ГФ присутствует вулканогенный материал. Мощность формаций от нескольких десятков до 1500–2000 м, преобладают значения 100–300 (600) м.

Накопление большинства ГФ связано с мелководно-морскими, лагунными и лагунно-озерными обстановками.

В палеотектоническом плане почти все установленные ГФ приурочены к деформированным комплексам пассивных палеоокраин континентов (чаще к их приконтинентальным частям) и крупных микроконтинентов. В своем возникновении они связаны с этапом рифтогенной активизации пассивных палеоокраин и контролируются осложнявшими эти палеоокраины палеорифтогенными прогибами. Особую роль сыграла среднепалеозойская (преимущественно средне-верхнедевонская) система палеорифтов, широко и масштабно проявившаяся на восточной и северной окраинах Сибирского палеоконтинента, как на рассмотренной выше территории современной Восточно-Сибирской платформы, чехол которой не затронут интенсивными складчато-надвиговыми деформациями (где мощнейшие средне-верхнедевонские соленосные формации контролируются крупнейшими Вилюйским, Енисейско-Хатангским и рядом других звеньев палеорифтовой системы), так и в пределах собственно складчато-надвиговых зон Верхоянско-Колымской области с интенсивно деформированными комплексами былых пассивных окраин. Именно со звеньями этой системы, по-видимому, было связано формирование ГФ большинства бассейнов, вошедших в состав рассматриваемого складчато-надвигового пояса, – Сетте-Дабанских, Приленских, возможно, Омuleвских и Тас-Хаях-Тахских.

3.1.6. Основные закономерности пространственно-временного распространения галогенных формаций в геоструктурных подразделениях России (итоги анализа карты)

Приведенные данные позволяют проследить ряд общих особенностей пространственно-временного размещения ГФ в осадочных комплексах фанерозоя на территории России (рис. 3.53).

ГФ распространены на значительной части территории России, в том или ином количестве присутствуя в разрезе почти на 30% площади. Наиболее широко они развиты на платформах, максимально на древних, где резко преобладают вдоль их окраин и в зонах сочленения со складчато-надвиговыми поясами.

На платформах ГФ встречаются в стратиграфическом интервале от позднего венда – кембрия до голоцена. Во многих структурах они развиты многоярусно, образуя до 4–5 уровней, иногда больше.

Четко проявлены крупные (ранга тектонических циклов) стратиграфические интервалы преимущественной локализации ГФ: V_2-D_1 , отвечающий байкальско-салаирско-каледонскому циклу и D_2-P – герцинскому. Мезозойский и кайнозойский циклы (киммерийский и альпийский) на территории России проявлены более ограниченно.

В пределах двух палеозойских интервалов во многих регионах столь же четко обозначено по два более узких уровня с максимумами: в байкальско-салаирско-каледонском V_2-E_2 и S_2-D_1 и герцинском D_{2-3} и P_{1-2} .

Стратиграфическая шкала	фазы диастрофизма	Восточно-Европейская древняя платформа	Тимано-Печорская эпидокембрийская платформа	Баренцеевско-морская эпидокембрийская платформа	Восточно-Сибирская древняя платформа	Скифская эпигерцинская платформа	Западно-Сибирская эпигерцинская платформа	Урало-Центрально-Азиатский палеозойский складчатый пояс	Западное и Восточное Забайкалье	Тихоокеанский доальпийский складчатый пояс	Обобщенные уровни галогенеза России	Глобальные уровни галогенеза	Стратиграфическая шкала	
Q	19	NK ²⁻⁴ Q ₂₋₄				N ¹ Q ₁ NE ² Q ₁ NE ³ Q ₁ NE ⁴ Q ₁	NE ¹ Q ₂₋₄		NE ¹ Q ₂₋₄		NE ¹ Q ₂₋₄		Q	
N ²	18					N ² Q ₁ NE ² Q ₁ NE ³ Q ₁ NE ⁴ Q ₁	N ² Q ₁ NE ² Q ₁ NE ³ Q ₁ NE ⁴ Q ₁				KN ¹ N ₁	2	N	
N ³	17											KN ² N ₁	1	N
P ³	16											KN ³ N ₁	3	P
P ²	15											KN ⁴ N ₁	2	P
K ²	14											K ² K _{1,2}	2	K
K ¹	13											K ¹ K _{1,2}	1	K
J ³	12											K ³ J ₃	3	J
J ²	11											K ² J ₃	2	J
T ³	10											K ⁴ T ₃₋₁	3	T
T ²	9											K ⁵ T ₃₋₁	2	T
T ¹	8											K ⁶ T ₃₋₁	1	T
P ¹	7	KN ¹ P ₁₂ C ₁	K ¹ P ₁ C _{2,3}	P ₁ C _{2,3}							KN ¹ P ₁₂ C ₁	KN ¹ P ₁₂	2	P
C ³	6											KN ² P ₁₂	3	C
C ²	5											KN ³ P ₁₂	2	C
C ¹	4											KN ⁴ P ₁₂	1	C
D ³	3											KN ⁵ P ₁₂	3	D
D ²	2											KN ⁶ P ₁₂	2	D
D ¹	1											KN ⁷ P ₁₂	1	D
S ²	3											S ² D ₁	2	S
S ¹	2											S ¹ D ₁	1	S
O ³	3											S ² D ₁	3	O
O ²	2											S ¹ D ₁	2	O
O ¹	1											S ² D ₁	1	O
Є ³	3											Є ³ O ₁	3	Є
Є ²	2											Є ² O ₁	2	Є
Є ¹	1											Є ¹ O ₁	1	Є
V ²	2											V ² Є ₁	2	V
V ¹	1											V ¹ Є ₁	1	V

а б в г д е
 1 D₂₋₃ 2 D₂₋₃ 3 KN¹ KN² NE¹ 4

Рис. 3.53. Общая схема корреляции уровней галогенеза в разных геоструктурных элементах территории России. Сост. Г. А. Беленицкая

1, 2 – уровни галогенеза (цвет отвечает стратиграфическому возрасту): 1 – основные, 2 – второстепенные; 3 – геохимические типы галогенных формаций с наиболее полным проявлением галогенеза, развитые на данном уровне (пунктир – при ограниченном распространении): а – сульфатно-кальциевый, б – хлоридно-натриевый, в – хлоридно-калийный, г – сульфатно-калийный, д – сульфатно-натриевый, е – карбонатно-натриевый; 4 – фазы диастрофизма: 1 – позднебайкальская, 2 – салаирская, 3 – раннекаледонская, 4 – позднекаледонская, 5 – аккадская, 6 – бретонская, 7 – судетская, 8 – астурийская, 9 – уральская, 10 – заальская, 11 – пфальцская, 12 – раннекиммерийская, 13 – позднекиммерийская, 14 – австрийская, 15 – ларамийская, 16 – пиренейская, 17 – савская и дунайская, 18 – аттическая, 19 – кавказская

Легко заметить, что нижние уровни интервалов коррелируются с ранними фазами тектонических циклов, верхние с завершающими, одновременно в целом отвечая переходу соответственно от трансгрессивных стадий к инундационным и от инундационных к регрессивным. В мезозойско-кайнозойских интервалах на территории России представлены лишь их верхние уровни соответственно J_3 в киммерийском и N_1 в альпийском.

На всех платформах большая часть ГФ локализована в составе плитных комплексов; в них заключены почти все известные сколько-нибудь значительные ГФ. В составе же раннеавлакогенных (доплитных) комплексов, слабоизученных, известны преимущественно лишь проявления сульфато- и соленосности, а также косвенные признаки их бывшего более значительного распространения.

Среди вещественно-геохимических типов ГФ платформ во всех типах геоструктурных элементов доминируют формации сульфатно-кальциевого типа. Галититовые типичны для уровней максимального развития ГФ (и присутствуют на всех таких уровнях): V_2-E_2 , D_{2-3} , P_{1-2} , J_3 и N_1 . На этих же уровнях развиты калиеносные формации хлоридного типа. На двух из них – V_2-E_2 и P_{1-2} – масштабы калиеносности очень значительны, а на двух других – D_{2-3} и J_3 – калиеносность лишь слабо выражена. Калиеносные формации наиболее редкого сульфатного (и хлоридно-сульфатного) типа характерны лишь для одного пермского уровня (Прикаспийский и Балтийский бассейны), выделяющегося максимальной интенсивностью всех типов галогенеза как на территории России, так и в мире.

Среди подтипов ГФ на платформах преобладает глинисто-карбонатный, реже распространены терригенно-карбонатный и терригенный подтипы. По периферии ГФ широко развиты пестроцветность и красноцветность, особенно характерные для ГФ терригенного и терригенно-карбонатного подтипов. Нередко в разрезах формаций присутствуют биогермные и высокоуглеродистые образования. Мощность ГФ колеблется от нескольких десятков метров до многих сотен, иногда до 1500–2000 м.

Накопление большинства ГФ связано с морскими бассейнами, с разными фациально-ландшафтными зонами, от глубоководно-морских до прибрежно-морских и лагунных.

Основная масса ГФ контролируется краевыми системами и внутриконтинентальными палеорифтовыми структурами разного масштаба. Роль первых особенно велика. Наиболее широко ГФ распространены на окраинах палеоконтинентов, смежных с под-

вижными поясами и в своем развитии подчиненных их эволюции. Они последовательно возникали здесь в обстановках различных геодинамических типов, переживавшихся палеоокраинами межконтинентально-рифтовых, пассивноокраинных, периферических частей активноокраинных и коллизионных. Области максимальной локализации ГФ являются углы платформ: именно в них находятся крупнейшие ГФ Прикаспийской и Восточно-Сибирской угловых синеклиз. В пределах всех палеоструктур уровни галогенеза подчинены фазам их активного развития. Во внутриконтинентальных палеорифтогенных системах (и их тектонических производных) проявление самих фаз активизации нередко отвечает фазам активности в ближайших подвижных поясах.

Таким образом, в пространственно-временном размещении ГФ в пределах платформ определяющую роль играли два фактора: в окраинных частях основным был характер развития подвижных поясов, определявший структуру и эволюцию смежных с этими поясами окраин палеоконтинентов, а во внутренних частях – внутриконтинентальные палеорифтогенные системы (и их производные) и проявления фаз активизации этих структур и (или) фаз резонансного воздействия на них со стороны подвижных поясов.

На территории складчатых областей – их внутренних частей – ГФ распространены весьма ограниченно как по количеству, площади и мощности, так и по полноте галогенеза. Ныне здесь известно небольшое число ГФ, прослеженных преимущественно в виде отдельных сохранившихся фрагментов. Все они локализованы в основном в разрезах палеозоя как в Урало-Центрально-Азиатском поясе, так и в докайнозойском Тихоокеанском. В Урало-Центрально-Азиатском – в возрастном интервале от среднего девона до перми, в докайнозойском Тихоокеанском – главным образом от верхнего силура до верхнего девона. Лишь в Ханкайском массиве отмечены фрагменты галогенных образований раннекембрийского возраста.

Стратиграфический интервал локализации ГФ Урало-Центрально-Азиатского складчатого пояса – D_2 – P_1 – отвечает герцинскому циклу. В нем обозначены два более узких интервала: $D_{2,3}$, наиболее значительный, характерный для Алтае-Саянской складчатой области и вероятный в Уральской, и C_2 – P_1 , проявившийся в Уральской. В докайнозойском Тихоокеанском поясе стратиграфический интервал локализации ГФ – S_2 – $D_{2,3}$ отвечает завершающим фазам каледонского цикла и этапу глобально проявившейся среднепалеозойской активизации и континентально-рифтогенеза.

Среди геохимических разновидностей галогенных комплексов, сохранившихся во внутренних частях складчатых областей, ныне представлен преимущественно только сульфатно-кальциевый тип. Галититовый (с ограниченной калиеносностью) установлен лишь в одном Тувинском бассейне и вероятен в Северо-Минусинском. Среди подтипов ГФ преобладает терригенно-карбонатный, реже отмечаются глинисто-карбонатный, иногда терригенный (в пределах Урало-Монгольского пояса) или карбонатный (в Тихоокеанском). Широко развиты пестроцветность и красноцветность, наиболее характерные для ГФ терригенно-карбонатного, глинисто-карбонатного и терригенного подтипов. Нередко присутствует примесь вулканогенного материала.

Мощность формаций складчатых областей от нескольких десятков до 200–300 м, реже больше (до 1500–2000 м в ГФ Тихоокеанского пояса).

Среди седиментационно-ландшафтных типов обстановок для Урало-Центрально-Азиатского пояса типичны системы лагунных, лагунно-озерных и мелководно-морских бассейнов с широким развитием эбхово-лагунно-озерных и мелководно-шельфовых зон. Для ГФ Тихоокеанского пояса более обычны мелководно-морские палеообстановки.

Структурно-тектоническую позицию галогенных комплексов Урало-Монгольского пояса характеризует связь с орогенными или дейтеро-орогенными межгорными впадинами. В палеогеодинамическом плане проявляется связь с задуговыми бассейнами активноокраинных поясов. Для докайнозойского Тихоокеанского пояса типична связь ГФ с ныне деформированными комплексами палеозойских пассивных окраин палеоконтинентов (чаще их приконтинентальных частей) и крупных палеомикроконтинентов с этапами и зонами проявления рифтогенной активизации (с палеорифтогенными прогибами, осложнявшими пассивные палеоокраины). Особую роль в размещении ГФ сыграла, как отмечалось, среднепалеозойская система палеорифтов, масштабно проявившаяся вдоль восточной и северной окраин палеозойского Сибирского палеоконтинента, которая ныне контролирует размещение с одной стороны мощных средне-верхнедевонских соленосных формаций, развитых на территории современной Сибирской платформы, не затронутой мезозойскими складчато-надвиговыми деформациями, а с другой, ГФ на территории Верхоянско-Колымского складчато-надвигового пояса, возникшего на месте палеозойской палеоокраины (ГФ Сетте-Дабанские, Приленские, возможно, Омuleвские и Тас-Хаях-Тахские).

Подчеркнем еще раз, что наблюдаемая ныне картина ограниченного распространения ГФ в пределах складчатых областей во многом обусловлена исключением из рассмотрения в составе подвижных поясов областей их сочленения с платформами (которые чаще всего как раз и представляли собой обстановки наиболее значительного соленакопления), а также весьма плохой их сохранностью. Плохая сохранность существенно сказалась и на весьма слабой изученности галогенных комплексов складчатых областей.

Ряд более общих палеогеодинамических закономерностей размещения ГФ России и мира мы рассмотрим ниже после краткого анализа глобальных закономерностей развития галогенеза.

3.1.7. Проявления солей и сульфатов в докембрийских комплексах на территории России

В докембрийских комплексах на территории России известны преимущественно лишь ограниченные по масштабу «вещественные» проявления сульфатов и солей (слои, прослойки, включения), а также разнообразные косвенные признаки их бывшего присутствия (отпечатки кристаллов, признаки замещения и др.). Сведения о такого рода проявлениях обобщены в табл. 3.10 и на рис. 3.54.

Вещественные проявления сульфатов, реже солей, чаще всего их прослойки, включения, реже более значительные тела установлены главным образом в отложениях верхнего докембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ и лишь в единичных случаях в более древних комплексах

Таблица 3.10

Проявления сульфатов и солей в докембрийских комплексах на территории России

(по работам В. И. Виноградова, М. А. Жаркова, Л. И. Салопа, Д. П. Сердюченко, А. М. Ахмедова, Ю. Р. Беккера, Г. А. Беленицкой, Р. Б. Шпунта, Е. К. Ковригиной, О. М. Розина, К. Э. Якобсона и др.)

Номер на рис. 3.54	Район	Характеристика проявления *			
		Возраст вмещающего комплекса	Прислой, включения	Отпечатки кристаллов	Признаки замещения
	Восточно-Европейская платформа				
	Балтийский щит				
1	Рыбачий	R ₃		Гл	
2	Печенга	PR ₁		С	С, Гл
3	Имандра-Варзуга	PR ₁		Г, А	
4	Беломорский	V ₂	Г		
5	Ветренный пояс	PR ₁			С, Гл
6	Северо-Онежский	PR ₁		Г, А	Гл
7	Центрально-Онежский	PR ₁	Гл, А		
8	Ладожский	V ₂		Г	
	Центральный				
9	Московский	V ₂	Г		
10	Воронежский, КМА	PR ₁			С, Гл
	Притиманско-Приуральский				
11	Притиманский	V ₂	Г, Гл		
12	Верхнекамский	V ₂	Г, Гл		
13	Приуральский	R ₃ -V	Г, А, Гл		
	Восточно-Сибирская платформа				
	Ангаро-Ленский				
14	Иркутский	V ₂	Гл, А		
15	Приленский	V ₂	С		
	Алданский щит				
16	Кодаро-Удоканский	PR ₁		С, Гл	С, Гл
17	Витимский	AR			С
18	Алданский	KAR			С, Гл
19	Алданский	V ₂	Г		
20	Северо-Алданский	R ₁	Г		
21	Восточно-Алданский	R ₁	Г		
	Северо-Запад, Анабарский щит				
22	Норильский	R ₃	Г, А		
23	Норильско-Западно-Анабарский	V ₂	Г, А		
24	Западно-Анабарский	R ₁		Г	
25	Восточно-Анабарский	R ₁		Гл	
26	Восточно-Анабарский	PR ₁			С, Гл
	Урало-Монгольский складчатый пояс				
27	Средне-Уральский	V ₁		Г, А	
28	Южно-Уральский	R ₂₋₃		Г, А, Гл	
29	Южно-Уральский	R ₁₋₂		Г, А, Гл	
30	Восточно-Саянский, Хамар-Дабанский	KAR			С

Окончание табл. 3.10

Номер на рис. 3.54	Район	Характеристика проявления *			
		Возраст вмещающего комплекса	Простой, включения	Отпечатки кристаллов	Признаки замещения
31	СССР Припятский	V ₂	Г, А	Г, Гл	
32	Приобруджинский	V ₂	Г, Гл		
33	Каратауский	R?	С	Г, Гл	
34	Юго-Западный Памир	KAR			С, Гл

* А – ангидрит, Г – гипс, С – сульфаты без уточнения, Гл – галит; полужирный шрифт – значительные массы; курсив – региональное распространение.

щитов. Несколько более значительны по масштабу соленосные отложения верхнего венда, образующие нижние части разрезов верхневендско-кембрийских ГФ Восточно-Сибирского и Предтима́нского бассейнов, которые были рассмотрены выше при характеристике этих формаций в их составе.

Возрастной диапазон пород с косвенными признаками бывшей сульфато- и соленосности более широк – от катархея до венда. Это прежде всего отпечатки кристаллов ангидрита, гипса, галита и псевдоморфозы по ним других минералов (доломита, кальцита, кварца, фосфатов и др.). Кроме того, весьма широк и разнообразен комплекс минерально-геохимических признаков проявления процессов метасоматического замещения бывших сульфатов и солей. Еще Д. П. Сердюченко [Сердюченко, 1972, 1985] рассмотрел некоторые особенности химизма архейско-катархейских комплексов в качестве признаков таких замещений и показал вероятность весьма широкого распространения в докембрии галогенных образований.

Крупных проявлений сульфатов и солей в докембрийских разрезах до последнего времени на территории России установлено не было. Следует, однако, учитывать, что шансы сохраниться *in situ* у этих образований, прежде всего у солей, особенно у мощных их скоплений, очень ограничены. Такие шансы имеют только те из них, которые залегают среди толщ, не подвергшихся складчатости и тем более метаморфизму. К числу таких среди докембрийских относятся главным образом глубокопогруженные комплексы, преимущественно рифейские, в палеопрогибах древних платформ – в раннеавлагоденных и краевых. Их изученность в настоящее время низкая, почти не выходит за рамки геофизических исследований на Восточно-Сибирской платформе и несколько выше на Восточно-Европейской.

Встает два взаимосвязанных вопроса, касающихся исходных докембрийских осадочных разрезов: о былом наличии в них значительных по масштабу галогенных комплексов и об их возможном сохранении доныне.

По нашему мнению, не было никаких генетических «противопоказаний» для масштабного развития галогенеза в докембрии, во всяком случае, начиная с раннего протерозоя, т. е. можно ожидать, что масштабы

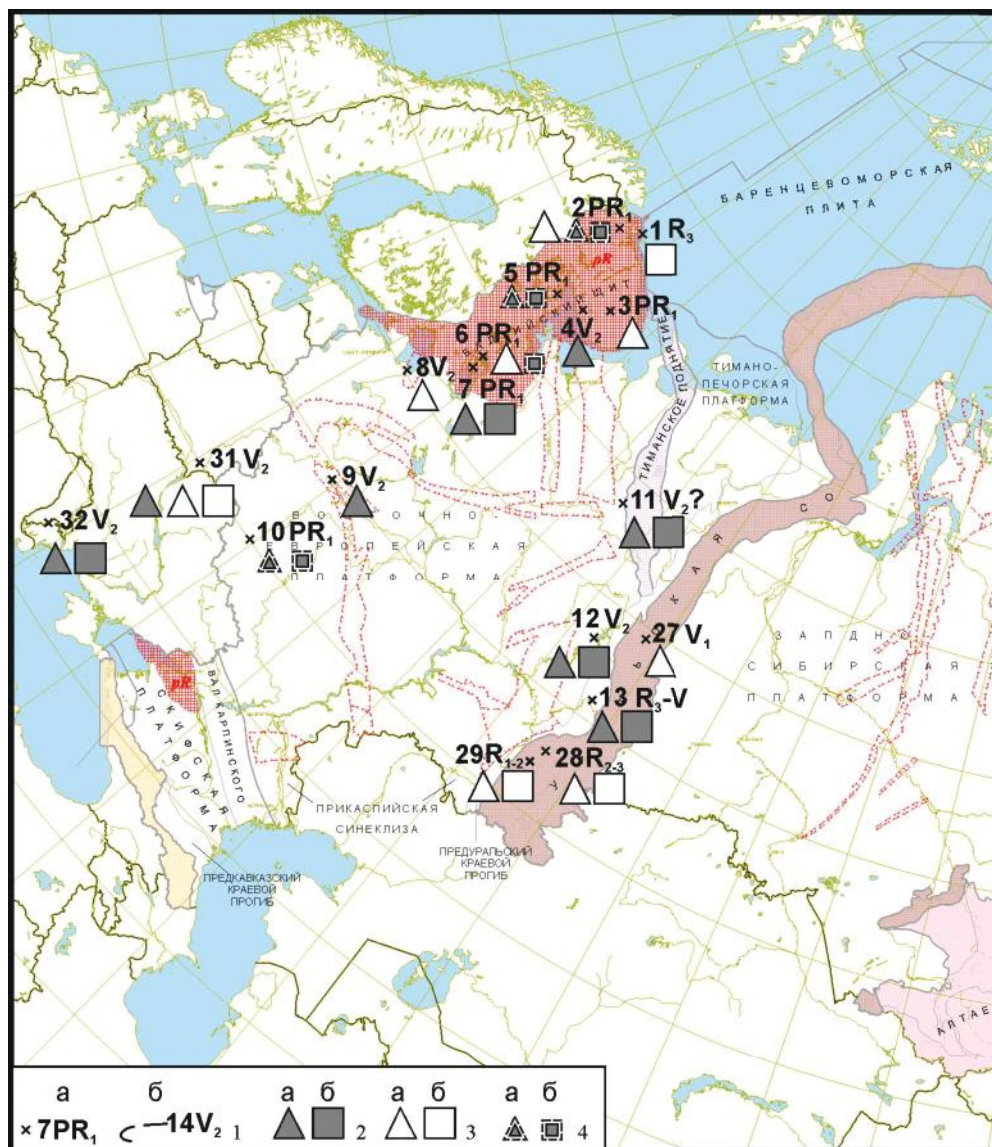
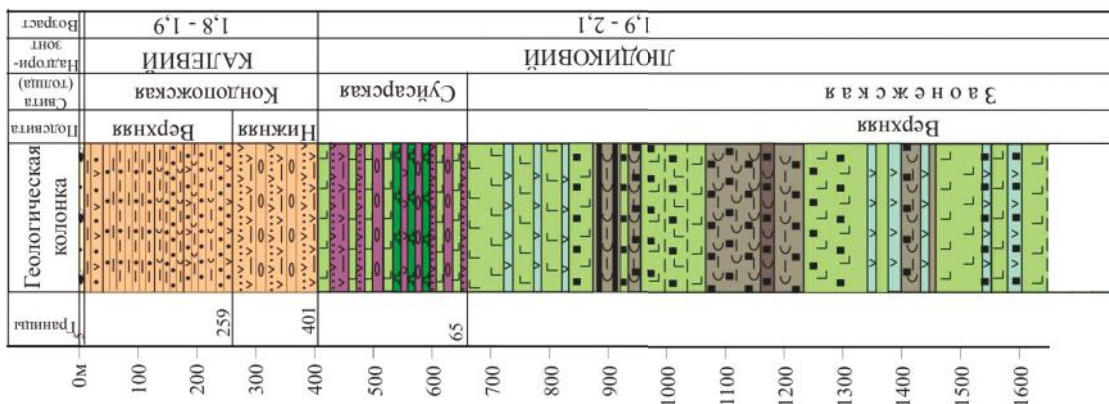
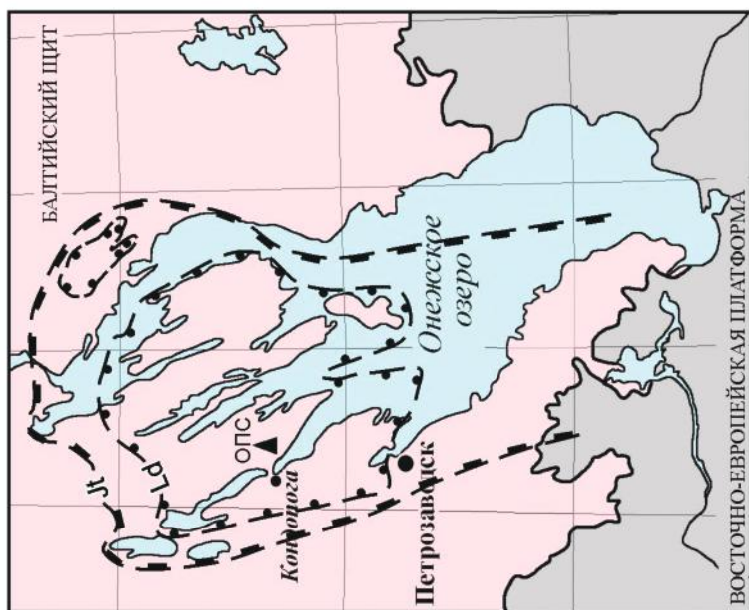




Рис. 3.54. Схема распространения проявлений сульфатов и солей в докембрийских комплексах на территории России. Обобщение по опубликованным данным (табл. 3.10). Структурно-тектоническая основа отвечает прил. 3.1

I – номер проявления (соответствует табл. 3.10) и возраст: *a* – локальное распространение, *b* – ареал прослеженного распространения; 2–4 – характер проявления (*a* – ангидрит, гипс, сульфаты без уточнения, *b* – галит); 2 – слои, прослои, включения, 3 – отпечатки кристаллов, 4 – признаки замещения



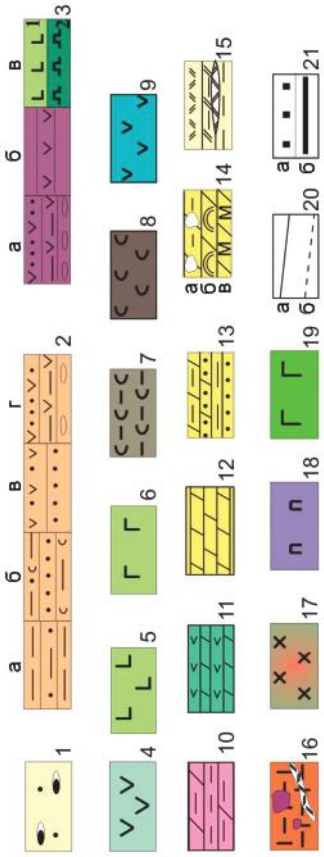
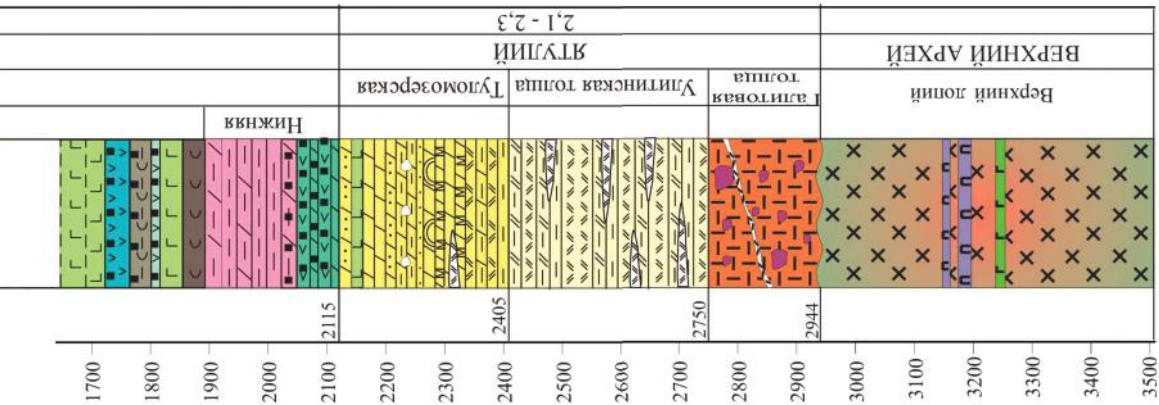


Рис. 3.55. Обобщенный разрез Онежской параметрической скважины (ОПС) [Горбачев и др., 2011]

1 – четвертичные отложения; 2 – кондоложская свита; а – артиллиты, алевролиты, песчаники, б – шунгитосодержащие артиллиты и алевролиты, в – вулканомиктовые песчаники и алевролиты, г – туфо-песчаники, базальтовые туфы с прослоями туфокогломератов; 3 – суйсарская свита; а – чередование туфопесчаников, туфоалевролитов, туфокогломератов, б – базальтовые, пикробазальтовые туфы, в – покровы базальтов (1) и пикробазальтов (2); 4–11 – онежская свита: 4 – тонкозернистые базальтовые туфы, 5 – миндалекаменные базальты, 6 – долериты, 7 – черные углеродистые сланцы, 8 – массивные шунгиты, 9 – кремнисто-шунгитистые базальтовые туфы, 10 – тонкое переслаивание серых, розовых, зеленых доломитистых пелитов, 11 – переслаивание серых доломитов и амфиболит-флогопит-альбитовых туфитов; 12–14 – туломозерская свита: 12 – доломиты, 13 – переслаивание доломитистых пелитов, доломитов, полевошпат-кварцевых алевролитов и кварцевых песчаников, 14 – прослой в доломитах; а – доломитистые алевролиты со стяжениями доломита по ангидриту, б – строматолитовые доломиты, в – доломит-магнетитовые породы; 15 – улитинская толща: переслаивание массивных ангидрит-магнетитовых пород, пелитоморфных магнетитов и пестроцветных кварц-полевошпатовых туфо-алевролитов с линзами альбит-ангидрит-магнетитового состава; 16 – галитовая толща: каменная соль с обломками пород и жилами альбит-ангидрит-карбонатного состава; 17–19 – архейский фундамент: 17 – границы, 18 – пикриты, 19 – габбро; 20 – границы: а – геологических тел, слоев, б – структурных и фациальных разновидностей пород; 21 – сульфидное оруденение: а – прожилково-вкрапленное, б – массивное; 22, 23 (на врезке): 22 – Онежская параметрическая скважина (ОПС), 23 – внешние контуры современного распространения ятулийских отложений, Jt, в нижней части разреза которых вскрыта толща солей, – а и перекрывающих их шунгитоносных отложений онежской свиты лодиковая, Ld – б



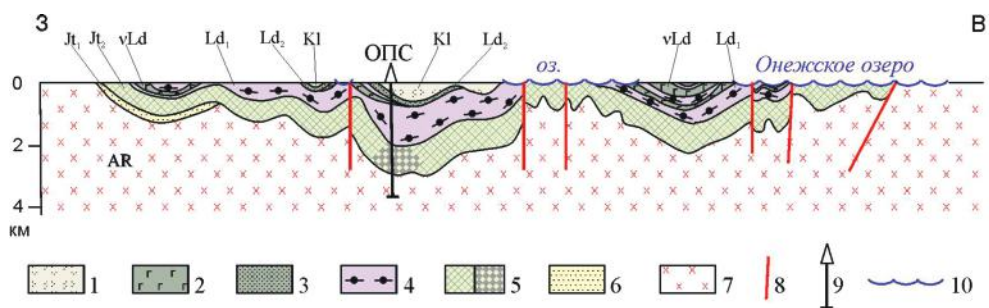


Рис. 3.56. Геологический профиль через Онежскую соленосную структуру (фрагмент).

По [Онежская ... , 2011], с изменениями

1 – аргиллиты, алевролиты, кварцитопесчаники, конгломераты (иногда карбонат- и углеродсодержащие) серо- и пестроцветные, калевий, Kl; 2 – основные и ультраосновные изверженные породы, людиковийский и ятулийский магматические комплексы, нерасчлененные, vLd; 3 – ультраосновные и основные вулканогенные породы, туфы, туффиты и туфоконгломераты, людиковий, суйсарский горизонт, Ld₂; 4 – шунгиты и шунгитоносные породы (аргиллиты, алевролиты, доломиты, лидиты, базальты, андезибазальты), людиковий, заонежский горизонт, Ld₁; 5 – карбонатно-соляной комплекс, соли, ангидрито-магнезитовые породы, доломиты, гипсы, красноцветные алевролиты, базальты, долериты, ятулий, онежский горизонт (туломозерская свита), J₂; 6 – песчаники, кварцитопесчаники, аркозы, конгломераты, базальты, долериты, ятулий, сегозерский горизонт, J₁ (выделен участок со выкрытой магнезито-соляной толщей); 7 – нерасчлененные метаморфиты, архей, AR; 8 – основные разломы; 9 – Онежская параметрическая скважина (ОПС); 10 – поверхность озер

исходных докембрийских ГФ были весьма значительными, а былых ГФ, залегавших ранее среди ныне деформированных метаосадочных докембрийских комплексов, как рифейских, так и более древних, могли быть по крайней мере не меньше фанерозойских.

В этом отношении интересно и весьма показательно обнаружение солей в Онежской параметрической скважине [Каменные ... , 2011; Онежская ... , 2011] (рис. 3.55). В этой скважине на глубине 2450 м в основании нижнепротерозойских (ятулийских) отложений вскрыта магнезит-ангидрит-галитовая толща мощностью около 500 м (в том числе около 200 м каменной соли). Скважина задана в депрессионной части палеоструктуры (рис. 3.56), на приподнятых участках которой на близких стратиграфических уровнях описаны отчетливые косвенные признаки бывшего наличия галогенных образований [Ахмедов и др., 1996].

Вместе с тем, повторим. Как правило, шансы на сохранение *in situ* у такого рода древних соленосных образований весьма ограничены. В ходе последующих деформаций часть из них, вероятно, основная (при этом прежде всего наиболее масштабных), была перемещена и приняла участие в более молодом соленакоплении [Беленицкая, 1998]. Другая часть подверглась уничтожению (преимущественно растворению). Третья могла оказаться «зажатой» среди скученных погребенных вмещающих комплексов и их фрагментов. Некоторые соленосные образования, преимущественно из последней части, могли быть глубоко погружены и принять активное участие в эндогенных, магматических и метасоматических, в том числе рудогенных процессах. Оставшиеся среди ненарушенных или слабонарушенных вмещающих комплексов (что возможно в случае слабой деформации соленосных структур), а также «зажатые» в составе деформированных комплексов могут и сегодня находиться среди них. Они могут быть обнару-

жены как среди первично вмешавших их глубокопогребенных комплексов, так и в перемещенных, находящихся в аллохтонном залегании.

По нашему мнению, весьма вероятно, что ГФ будут вскрыты в некоторых погребенных докембрийских структурах со слабодислоцированным и неметаморфизованным осадочным выполнением. Прежде всего это могут быть докембрийские авлакогены, а также краевые системы, перекрытые более молодыми отложениями (в том числе отложениями краевых систем последующих генераций) или покровно-надвиговыми образованиями, возникшими в ходе более молодых тектонических циклов.

В отложениях среднего протерозоя и рифея соли и соляные диапиры известны и на других континентах (Австралия, Северо-Восточный Китай), где они локализованы преимущественно в палеоструктурах рифтогенного типа [Беленицкая, 1998]. Косвенные же признаки и свидетельства их наличия весьма многочисленны [Сердюченко, 1972, 1985]. В. И. Виноградов [1980] для ряда докембрийских (в том числе раннедокембрийских) сульфатопроявлений обосновал их осадочную природу показателями изотопного состава серы. Все это позволяет говорить о большой вероятности весьма значительных масштабов соленакопления, в том числе в раннем докембрии.

3.1.8. Структурно-вещественные и литолого-фациальные модели галогенных формаций

Итоги детальных исследований ГФ России позволили уточнить, конкретизировать их вещественно-геохимические, структурные, фациальные и тектонические характеристики, принципы строения и типоморфные особенности в каждой обстановке и отразить их в наборе формализованных структурно-вещественных и литолого-фациальных моделей (рис. 3.57 и др.). Особенности этих моделей рассмотрены нами в работах [Беленицкая, 1989, 1998, 2000; и др.]. Поскольку именно они служили основным инструментом минерагенического анализа, кратко охарактеризуем их главные черты.

Структурно-вещественные модели. Состав галогенных формаций определяют комплексы (парагенерации) трех вещественных групп: галогенные, парагенные им биохомогенные (биогебно-хемогенные) и «фоновые». В группе галогенных комплексов различаются геохимические типы: сульфатно-кальциевый, хлоридно-натриевый, хлоридно-калиевый, сульфатно-калиевый, сульфатно-натриевый, карбонатно-натриевый (содовый) и нитратно-калиево-натриевый. Типичные представители биохомогенных комплексов, парагенных галогенным, — биогермные, строматолитовые, углеродистые, доломитовые. Литологический «фон» образуют карбонатные, терригенные, глинистые и разные типы смешанных по составу парагенераций. Напомним, что наличие и соотношение в составе галогенных формаций комплексов трех перечисленных групп служило основанием для их вещественной классификации и было отражено в их характеристиках на карте ГФ.

Структуру галогенных формаций в наибольшей мере определяют цикличность (3–4-го порядков) и латеральная зональность. Для тел формационного ранга принципиальное значение имеют наиболее крупные в их

разрезах циклы – макроциклы, количество которых колеблется от одного до 4–5, иногда более, а мощность составляет от нескольких десятков до более 1000 м. Именно состав и структура макроциклов передают главные особенности формаций в целом. Обобщенная схема строения одного макроцикла галогенной формации отражена на рис. 3.57, А.

В вертикальных разрезах макроциклов обособляются два члена: нижний «фоновый», лишь незначительно обогащенный биохемогенным и галогенным материалом, и верхний – собственно биохемогенно-галогенный. В верхнем, по преобладанию той или иной вещественной разновидности, с разной отчетливостью обособляются три элемента (горизонта, пачки или толщи): подгалогенный биохемогенный, галогенный (часто разделенный на нижний ангидритовый, соляной и верхний ангидритовый) и покровный, смешанный по составу, чаще биохемогенно-фоновый, в разной мере обогащенный галогенным материалом.

Галогенные и биохемогенные парагенерации и их сочетания. В составе каждого из членов и элементов макроциклов различные вещественные и структурно-текстурные представители галогенных и биохемогенных комплексов образуют достаточно обособленные тела – парагенерации, распознаваемые по наборам типоморфных вещественных, структурно-текстурных и морфологических признаков. Так, для ангидритовых (гипсовых) подразделений галогенных элементов макроциклов наиболее характерен ряд парагенераций: 1) ленточные ангидриты – маломощные (единицы – первые десятки метров) слои ленточных и ламинитовых ангидритов; 2) контрастирующие с ленточными слоями мощные ангидритовые валы и прислоненные террасовидные тела (высотой до 300–400 м) массивных ангидритов; 3) слоистые доломито-ангидриты – пласты (до 100–200 м) слоистых и линзовидно-пятнистых доломито-ангидритов; 4) сэбховые пестроцветные образования – пачки (от нескольких десятков до первых сотен метров) пестро- и красноцветных терригенных и терригенно-карбонатных пород с прослоями, линзами, включениями ангидритов и гипсов сэбхового типа. Для соляных подразделений галогенных элементов типичны мощные (до 1000 м и более) макролинзы солей, часто калиеносных; толщи (до нескольких сотен метров) и линзы галититов; линзовидные тела (до нескольких десятков метров), слои сульфатно-натриевых солей и т. д. Для биохемогенных элементов макроциклов типичны следующие парагенерации: 1) высокоуглеродистые (черносланцевые) – маломощные (до первых десятков метров) слои обогащенных углеродистым веществом (до горючесланцевых) тонкослойчатых пород смешанного минерального состава (глинисто-кремнисто-ангидрито-доломитового); 2) известняково-доломитовые – пачки (мощностью единицы – первые сотни метров) разнослоистых известняково-доломитовых и доломитовых пород с рассеянной неравномерной углеродистостью; 3) биогермные – комплексы, включающие органогенные постройки разной степени сложности (мощностью до первых сотен метров); 4) строматолитовые – строматолитовые пласты или пачки (до нескольких десятков метров) и др.

Особого внимания заслуживает наличие в разрезах устойчивых пространственных сочетаний – ассоциаций галогенных образований с биохемогенными (прежде всего с биогермными и углеродистыми), что по отношению к отдельным их парам неоднократно отмечалось в литературе [Страхов, 1962; Грачевский и др., 1976; Жарков, 1978; Седлецкий и др., 1977; Уилсон, 1980]. Такие ассоциации были охарактеризованы нами как

закономерные биохемогенно-галогенные парагенезы [Беленицкая, 1989, 1998]. Наряду с галогенными, биогермными и высокоуглеродистыми, в их состав часто входят доломитовые, строматолитовые и красноцветные комплексы. Парагенезы могут быть представлены телами разных рангов — элементами макроциклов, парагенерациями и различными более мелкими обособлениями или их тонкими переплетениями внутри парагенераций. Именно с отдельными составляющими всех этих парагенераций и с их сочетаниями связаны большинство специфических особенностей галогенных формаций и почти вся их минерагеническая «нагрузка» (рассматриваемая ниже в специальном разделе).

Литолого-фациальные модели. Латеральное распределение отдельных парагенераций и их сочетаний контролируется двумя показателями: 1) естественно-фациальной зональностью палеоводоемов и 2) тектоно-седиментационными палеодепрессиями и другими тектоническими осложнениями рельефа подгалогенного субстрата. Если нормальная последовательность фаций контролирует направленный тип зональности биохемогенно-галогенных ассоциаций (глубоководная область — берег), то с палеодепрессиями, составляющими весьма типичные важнейшие элементы предгалогенных и раннегалогенных обстановок, связано возникновение особого центробежного (приочагового) ее типа: депоцентрам палеодепрессий отвечают максимумы соле-(калие)носных линз, подстилаемых высокоуглеродистыми комплексами, а их обрамлениям и ряду других тектонических осложнений дна — ангидритовые валы, террасы, а также биогермные и строматолитовые тела. В итоге для галогенных макроциклов, формирующихся в разных тектоно-фациальных обстановках, характерны достаточно индивидуализированные типы разрезов, различающиеся наборами парагенераций и структурно-вещественными особенностями внутреннего строения. Наиболее отчетливо обособляются следующие их типы: в морской области — батииальный, барьерно-рифовый (внешнего шельфа), депрессионно- и мелководно-шельфовые, прибрежный эбхово-лагунный; в континентальной — озерные (низменно-, предгорно- и горно-озерные). Главные особенности каждого типа отражены на рис. 3.57, А.

Батииальной обстановке (**I**) свойственны (снизу вверх): маломощные (несколько метров — несколько десятков метров) пласты высокоуглеродистых пород доманикоидного типа и ленточных ангидритов, локальные цепочки ангидритовых валов (высотой до 300 м и более), гигантские (мощностью до 500–1000 м, иногда более) макролинзы галититов, нередко вмещающие пласты и линзы калийно-магниевых солей.

Для барьерно-рифовых обстановок внешнего шельфа (**II**) характерны мощные (до 400 м) террасовидные тела ангидритов, приклоненные к рифогенным комплексам (и их обломочным шлейфам), пачки (мощностью до 20–30 м) сложного переплетения неравномерно углеродистых доломито-ангидритов, строматолитов и высокоуглеродистых ленточных отложений. Мощность собственно галогенных комплексов, особенно солей, здесь резко сокращена (вплоть до выклинивания). В рифогенных и других карбонатных комплексах широко распространены выделения ангидрита — трещинные, прожилково-вкрапленные, цемент брекчий, часто с признаками замещения ангидритом карбонатных составляющих пород. Нередки морфологически сходные, хотя и гораздо менее масштабные выделения битуминозного, а иногда и рудного вещества.

Для внутреннего шельфа (*III*) характерны два типа обстановок, которым отвечают два принципиально различных типа разрезов: депрессионно-шельфовый (*IIIА*) и мелководно-шельфовый (*IIIБ*). Первый тип разреза сходен с батальным, а для второго типично сочетание существенно доломитовых пород с неравномерной рассеянной углеродистостью, ангидритов и доломито-ангидритов, неравномерно-слоистых, линзовидно-пятнистых, иногда с линзами галититов, общей мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров.

Для прибрежной эбхово-лагунной обстановки (*IV*) типичны разномасштабные чередования слабодифференцированных прослоев и линз доломитовых, углеродистых, сульфатных (здесь не только ангидритовых, но и гипсовых) или сульфатоносных пород эбхового типа, иногда солей (в основном хлоридно- и сульфатно-натриевых), а также карбонатно-терригенных красноцветов. Распространены строматолитовые пласты, преимущественно доломитового, иногда ангидрито(гипсо)-доломитового состава. Общая мощность небольшая, до первых десятков метров.

Все перечисленные морские типы разрезов с разной интенсивностью выражены в разрезах большинства крупных соленосных (особенно калиеносных) бассейнов, образуя в их поперечных сечениях закономерную латеральную макрозональность (Пермский, P_2 ; Прикаспийский, P_1 и др.). В разрезах менее значительных, преимущественно бессолевых бассейнов обычно представлены лишь мелководно-шельфовый и прибрежный типы, являющиеся для них типоморфными (Псковский, D_{3f} , Печорско-Новоземельский, C_{1s} и др.).

Для озерных обстановок (*V*, *VI*, *VII*) характерны разномасштабные (мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров, иногда больше) сочетания пластов высокоуглеродистых пород и сменяющих их по периферии строматолитовых комплексов с соленосными отложениями хлоридно- и сульфатно-натриевого типов, иногда содового. Все они обычно залегают среди субаэральных красноцветных отложений, в разной мере обогащенных галогенным материалом и нередко образующих с ним сложные переплетения. Представители этого типа, по сравнению с морскими, имеют меньшие масштабы и хуже изучены. Они распространены преимущественно лишь в составе кайнозойских, чаще неоген-четвертичных, в том числе (а на территории России почти исключительно) голоценовых отложений (Грин-Ривер, P_2 ; межгорных впадин Тянь-Шаня, N_1 ; Альтиплано-Пунийские, N_2 , Q ; др.), и лишь в единичных случаях известны в разрезах более древних комплексов (Чу-Сарыуский бассейн, P_{1-2}).

Модели полициклических формаций. Среди ГФ чаще устанавливаются формации полициклические, содержащие от двух до 4–5 макроциклов (рис. 3.57, *Б*). Так, пять макроциклов выделяется в разрезах Восточно-Сибирского, V_2 – E_2 и Центрально-Европейского, P_2 бассейнов (табл. 3.5, рис. 3.7). Однако известно и значительное число «моноциклических» формаций, в том числе очень крупных, в которых отчетливо выражен лишь один макроцикл, а остальные резко редуцированы или отсутствуют. Число макроциклов в разрезах формаций определяет число и уровни распространения в них галогенных и биохемогенных образований. Латеральная зональность отдельных макроциклов во многом определяет и в целом наследующую ее общую зональность формаций, которая лишь в разной мере усложняется трансгрессивно-регрессивными смещениями

между макроциклами, наиболее заметными в прибрежных участках, наличием перерывов между макроциклами, а также разделяющих их слоев или толщ из фоновых терригенно-карбонатных пород.

В итоговых разрезах галогенных полициклических формаций, в их латеральных сечениях, выделяется до пяти достаточно устойчивых макротипов разрезов (градаций), наследующих таковые единичных макроциклов (рис. 3.57, Б): *I* и *IIIА*, калиеносные морские депрессионные (сходные по структурно-вещественным характеристикам) → *II*, барьерно-рифовый → *IIIБ*, сульфатно-кальциевый морской мелководный → *IV*, прибрежно-сэбхово-лагунный → *V*, пестрого состава озерный. Часть градаций (*I*, *IIIА*, *IIIБ*, *V*) являются собственно соленосными, другие (*II*, *IV*) относительно слабосоле- и сульфатоносными. В пределах каждого макротипа (в каждой градации) их важнейшие параметры – состав, мощность, условия залегания и палеоландшафтная позиция – сходны между собой существенно, часто резко отличаясь от параметров других. Так, калиеносные градации, наряду со сходством состава, почти всегда характеризуются максимальной мощностью (до 1–3 км и более), частыми проявлениями диапиризма и связью с депрессионными палеообстановками (бассейны Прикаспийский, Р₁, Центрально-Европейский, Р₂ и др.). Градации сульфатно-кальциевого типа, «лишенные» солей, имеют небольшие мощности, пластовое залегание и связаны с мелководно-шельфовыми обстановками.

Итак, галогенные формации обозначены как упорядоченные сочетания галогенных, биохемогенных и фоновых парагенераций, латеральное распределение которых, взаимосвязи и свойства определяются меняющейся тектоно-фациальной зональностью под- и сингалогенного субстрата, а вертикальное – характером цикличности.

3.2. ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ МИРА И РОССИИ

В предшествующем разделе, завершая обзор ГФ России и особенностей их пространственно-временного размещения на этой территории, мы наметили ряд палеогеодинамических закономерностей, выявленных по данным анализа карты ГФ. Остановимся подробнее и шире на разных аспектах этой проблемы с привлечением материала по земному шару. С обзора этого материала мы и начнем.

3.2.1. Палеогеодинамическая история и закономерности размещения соленосных бассейнов мира

О сохранности соляных тел и информативности геологической летописи. Одной из особенностей онтогенеза соляных тел, отличающих их от других осадочных образований, является резко сокращенный интервал физико-химических и тектонических условий их сохранения *in situ* в нормально стратифицированном залегании среди вмещающих их комплексов. Помимо эрозии и растворения, факторов, действующих в зоне гиперге-

неза, и для солей гораздо более значимых, чем для любых других типов осадочных пород, еще важнее роль глубинно-тектонических воздействий, часто предшествующих гипергенезу. Это связано с «кинетическими» особенностями солей, обусловленными их относительной легкостью и высокой пластичностью, особенно при повышенных температурах. По мере погружения солей и (или) роста тектонических напряжений происходит галокинетическое (диапировое) восходящее «всплывание» и (или) тектонический вынос основной их массы из зон, где остальные типы пород остаются на месте, хотя и деформируются и подвергаются другим изменениям (вплоть до метаморфических). Поскольку тектоническим воздействиям обязан также вывод солей в зону гипергенеза, то их итоговая сохранность или несохранность *in situ* полностью зависят от характера постгалогенной тектонической истории данного участка земной коры.

Благодаря этому полная сохранность значительных соляных масс *in situ* ограничивается теми блоками, где после соленакопления тектоническая активность в течение всего последующего времени была выражена слабо. А поскольку процессы соленакопления связаны как раз с обстановками повышенной активности [Беленицкая, 1998; и др.], то их хорошая сохранность характерна преимущественно лишь для разрезов, сформированных на последнем этапе геодинамической активности, пережитом данным блоком (ставшим после этого стабильным), а потому недеформированным или слабдеформированным. Так что естественно, что палеогеодинамический анализ условий соленакопления невозможен без учета условий солесохранения.

По возможностям сохранения солей на месте накопления, в зависимости от тектонической судьбы в постгалогенное время, среди соленосных осадочных бассейнов Земли можно условно выделить две группы: неогеогеодинамические и палеогеодинамические. В группе неогеогеодинамических соляные толщи входят в состав осадочных бассейнов, еще не завершивших своего формирования, т. е. контролируемых геодинамическими обстановками, продолжающими развитие и не испытавших значительных постседиментационных деформаций. Сохранность солей хорошая (часто полная), хотя уже здесь нередки интенсивные галокинетические, а порой и тектонические осложнения. К палеогеодинамическим соленосным бассейнам относятся все бассейны, завершившие формирование в доновойшей тектонической этап. Это преимущественно бассейны фанерозоя – от верхнего венда до верхнего палеогена. Степень сохранности солей в осадочных разрезах (т. е. процент ее сохранившихся масс от суммы накопившихся на всех уровнях разрезов) убывает в обратной зависимости от активности постгалогенной геодинамической истории.

Правомерно выделить, кроме того, соленосные бассейны докембрийского (допоздневендского) этапа (протогеодинамического). В них возможность и вероятность сохранения соляных толщ *in situ* ничтожно мала, нередко и просто отсутствует, поскольку почти все докембрийские осадочные комплексы сильно деформированы, а часто и гипергенно преобразованы, за исключением некоторых, преимущественно лишь верхнедокембрийских, находящихся в глубокопогруженных частях авлакогенов древних платформ. В итоге доверхневендские ГФ во всем мире сохранились лишь фрагментарно. Известные же относительно мощные соляные массы чаще связаны с осадочными бассейнами, возникшими в завершающие (для данного геоблока) эпохи тектонической активности, перекрытые

комплексами относительно спокойных эпох, реже находящиеся в аллохтонном залегании. Мы полагаем, что исходные масштабы соленосности докембрийского этапа не уступали последующим [Беленицкая, 1998].

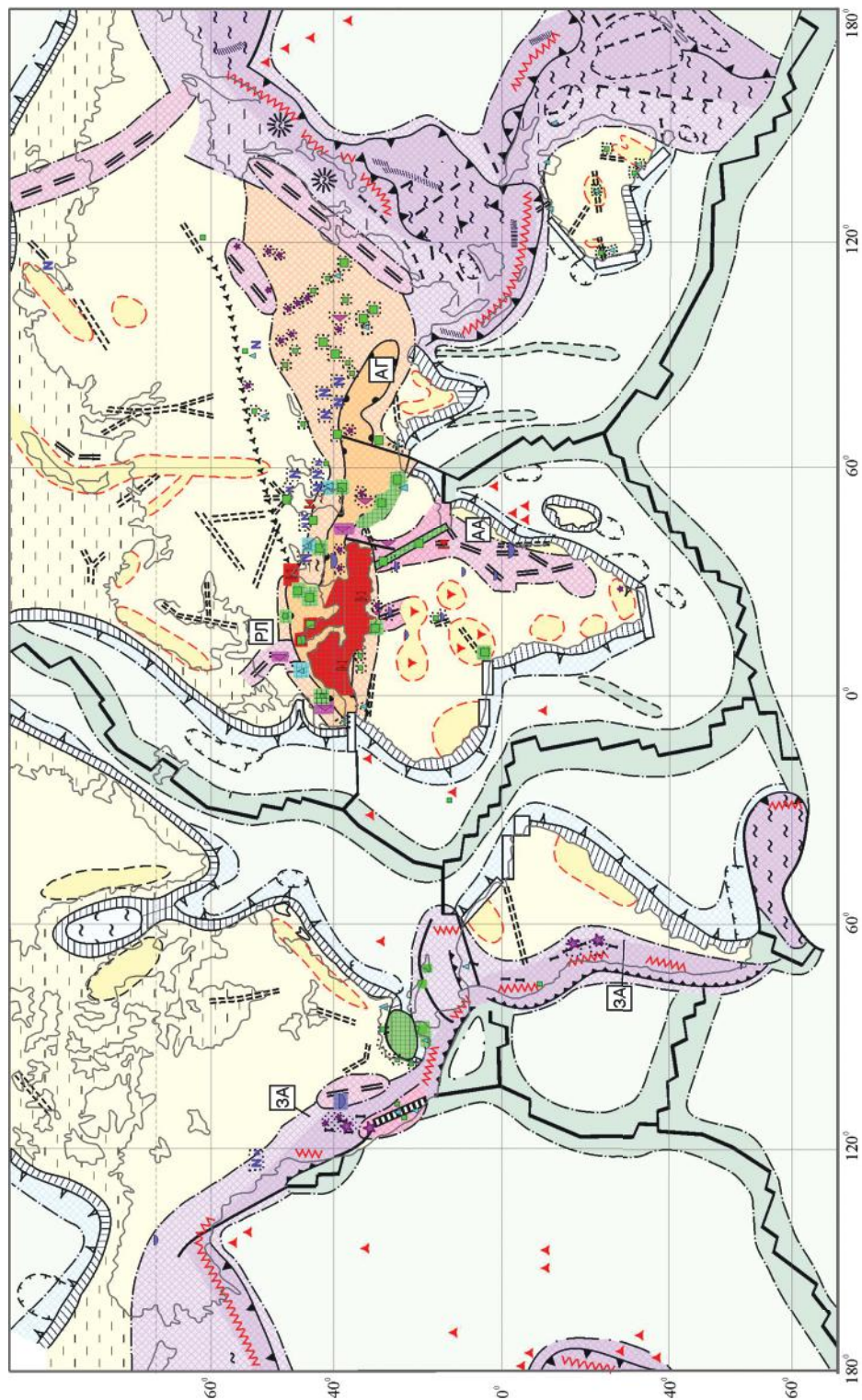
При обсуждении истории и эволюции галогенеза следует помнить, что достоверность информации, получаемой нами от наблюдаемых (сохранившихся) соленосных комплексов каждой из групп, об исходных масштабах соленакопления и о его объемах в разных геодинамических обстановках существенно различается. Комплексы первой неогеодинамической группы несут прямую вполне адекватную информацию (хотя тоже порой далеко не полную, в одних случаях еще не сформировавшуюся, в других уже искаженную); комплексы второй – палеогеодинамической – прямую, но количественно весьма искаженную, занижая общие исходные масштабы соленакопления, при этом избирательно за счет главным образом подвижных областей, и завышая исходную относительную значимость соленакопления в пределах более стабильных регионов; комплексы третьей группы – протогеодинамической – содержат почти исключительно косвенную информацию, прямые же данные очень ограничены, а часто и недостоверны.

С учетом сказанного проследим конспективно важнейшие особенности геодинамической позиции и истории соленакопления неогеодинамического и фанерозойского этапов. Очень важный вопрос о докембрийском (протогеодинамическом) галогенезе требует специального, гораздо более детального обсуждения, и здесь не рассматривается.

Неогеодинамическая позиция соленосных бассейнов мира. Итак, к неогеодинамическим соленосным осадочным бассейнам мы относим все осадочные бассейны (новейшего тектонического этапа), в которых аккумуляция осадков в характерном для них геодинамическом режиме еще не завершилась, при условии, что в них в течение времени существования этого режима реализовался ранее или (и) реализуется ныне процесс галогенеза. Иногда в неогеодинамических соленосных бассейнах имеются лишь погребенные ГФ, связанные с более ранними фазами существования данного геодинамического режима, в других случаях, наоборот, известны проявления лишь собственно современного (*s. str.*) галогенеза, а присутствие в разрезе более древних его проявлений не установлено. Чаще наблюдается сочетание тех и других. Например, для многочисленных соленосных осадочных бассейнов Альпийско-Гималайского пояса характерны мощнейшие погребенные миоценовые ГФ и достаточно масштабные проявления современного (*s. str.*) галогенеза (бассейны Месопотамского краевого прогиба, Красноморского межконтинентального рифта, Западно-Средиземноморские тафрогенные и Восточно-Средиземноморские остаточные).

Размещение соленосных бассейнов в составе неогеодинамических поясов осадконакопления иллюстрирует схематическая карта (рис. 3.58), где соленосные бассейны показаны на фоне общей картины поясного размещения осадочных бассейнов мира. Обзор конкретных данных и их геодинамический анализ выполнены нами ранее [Беленицкая, 2000]. Отметим основные наблюдаемые закономерности.

Все известные молодые соленосные бассейны расположены в пределах пяти типов неогеодинамических глобальных поясов осадочных бассейнов, отвечающих пяти основным классам геодинамических обстановок, контролируемых границами литосферных плит или внутриконтинентальными рифтогенными системами. А это позволяет говорить о существовании



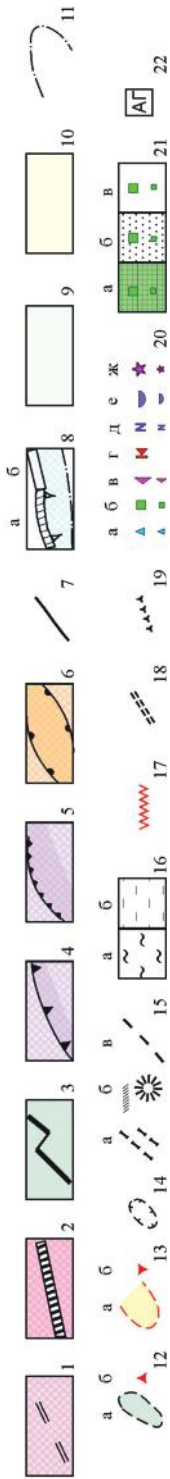


Рис. 3.58. Неотектоническая позиция современных соленосных бассейнов мира. Из [Беленицкая, 1998], с дополнениями

1–6 – активные геодинамические пояса (бледная окраска – периферические зоны): 1 – внутриконтинентальные, 2 – межконтинентальные, 3 – океанические), 4 – субдукционные, сопряженные с островными дугами, 5 – то же, вдоль окраин континентов, 6 – коллизионные; 7 – свдвиговые участки границ плит; 8 – пассивноокраинные пояса (континентов и крупных микроконтинентов): а – рифтогенные, б – свдвиговые; 9, 10 – внутриплитные стабильные области: 9 – океанические, 10 – континентальные; 11 – границы между областями с разными типами геодинамического режима; 12, 13 – области внутриплитной активизации (а), то же, с проявлениями вулканизма (б); 12 – внутриокеанические, 13 – внутриконтинентальные; 14 – погруженные блоки с континентальной корой в океанах (микроконтиненты, подводные плато); 15 – зоны вторичного задугового растяжения: а – рифтинга, с континентальной корой (б – задугового *s.st.* линейного и рассеянного, в – автономного); 16 – акватории: а – глубоководные впадины окраинных и внутренних морей (б – субокеанической корой, б – широкие мелководно-шельфовые участки окраин океанов, окраинных и внутренних морей; 17 – вулканические дуги субдукционных поясов; 18 – фрагменты некоторых потребенных рифтов, контролирующие надрифтовые впадины; 19 – северная граница периферической области в Евразии (по А. Г. Золотареву); 20 – геохимические типы галогенных комплексов (мелкие знаки – небольшие проявления): а – сульфатно-кальциевый, б – галититовый, в – хлоридно-кальциевый, г – сульфатно-кальциевый, д – сульфатно-натриевый, е – содовый, ж – пестрого состава при участии сульфатно-натриевого, содового, иногда нитратного; 21 – характер распространения галогенных комплексов (показан цветом и значком данного геохимического типа, отвечающими знаком 20): а – сплошное, б – дискретное, в – локальное; 22 – наиболее крупные пояса неогеохимических соленосных бассейнов: АА – Афро-Аравийский внутри- и межконтинентально-рифтовый, РЛ – Рейнско-Ливийский внутриконтинентально-рифтовый, ЗА – Западно-Американский (Восточно-Тихоокеанский активнookраинный (субдукционный), АГ – Альпийско-Гималайский коллизионный (с Евразийским поясом «торошения»)

также планетарных геодинамически обусловленных поясов галогенеза. Для стабильных частей континентальных и океанических плит, расположенных вне сферы влияния этих поясов, сколько-нибудь значительные проявления галогенеза не характерны.

Поясами наиболее масштабного соленакопления являются внутриконтинентально-рифтовый Рейнско-Ливийский, объединенный внутримежконтинентально-рифтовый Афро-Аравийский, активноукраинный Западно-Американский (представленный двумя ветвями – Северо- и Южно-Американской), коллизионный Альпийско-Гималайский, охватывающий и Евразийский периколлизионный «пояс торошения». В других типах неогеодинамических поясов соленакопление проявляется более ограниченно. Характерно, что осадочные суперсистемы, формирующиеся на пересечениях поясов и их ветвей, т. е. литогеодинамические узлы [Беленицкая, 2009], в свою очередь контролируют узлы соленакопления, в которых сконцентрированы практически все крупнейшие ГФ новейшего этапа.

Особенно четко выделяются два глобальных пояса соленакопления – Афро-Аравийский рифтовый (субмеридиональный) и Альпийско-Гималайский коллизионный (субширотный).

В пределах Афро-Аравийского рифтового пояса развиты соленосные бассейны разнотипных рифтогенных структур: внутриконтинентальных рифтов (отдельные ветви Восточно-Африканской системы, Мертвое море, Суэцкий грабен) и межконтинентальных рифтов (Красное море).

В пределах Альпийско-Гималайского коллизионного пояса широко распространены и вмещают мощнейшие ГФ осадочные бассейны разных типов: краевых прогибов (цепочки вдоль северного и южного обрамлений пояса – Месопотамский, Предальпийский, По-Адриатический, Предкарпатские), внутренних (межгорных) впадин (внутренние части пояса – Закарпатские, Среднеараксинские, Анатолийские, межгорных впадин Ирана), остаточные (Леванта, Ионический, Черноморский, Южно-Каспийский), тафрогенные – поздне- и постколлизионные (Лигурийский, Алжиро-Прованский, Альборанский, Трансильванский). Для периколлизионных частей пояса типичны соленосные бассейны озерно-континентальных впадин (Атласские, Цайдамские, межгорных впадин Тянь-Шаня и др.).

Для всех видов обстановок обоих поясов характерны как собственно современные (*s. str.*) соленосные образования, так и погребенные соляные толщи. Среди последних преобладающие интервалы соленосности (P_2^3 – P_3^1 , N_1^1 , N_1^2 , N_1^3) отвечают фазам важнейших тектонических перестроек. Миоценовый этап соленакопления – один из крупнейших как в этом поясе, так и в истории Земли.

Наиболее северные периферические части Альпийско-Гималайского пояса, включающие периорогенную (по А. Г. Золотареву) область с относительно ослабленными эффектами активности, также устойчиво контролируют проявления галогенеза, хотя и менее значительные, с масштабами, затухающими к северу. На территории России наиболее интересны в этих областях образования Маньчжурской, Приказахстанской, Кулундинской, Забайкальской и других групп. В целом для северной периферии пояса типичны рассеянные и в основном небольшие проявления галогенеза, преобладание озерно-континентальных и в меньшей мере лагунных типов. Заслуживают внимания характерные черты их распространения в данной

области: «внедрение» ареала их развития далеко на север, в пределы «гумидных» широт (до 55° с.ш.) и его совпадение с ареалом современной сейсмической активности (с контуром изосейст 5–6 баллов), также глубоко внедряющимся с юга в этом же направлении со стороны коллизионного пояса в сторону платформенных областей.

Обозначенные глобальные неогеодинамические соленосные пояса вместе определяют общую картину галогенеза новейшего времени – важнейшие ее качественные, количественные и пространственные черты. Два выделенных пояса, будучи классическими актуалистическими примерами планетарных поясов осадочных бассейнов рифтогенного и коллизионного классов, могут служить также эталонами поясов (и бассейнов) соленакопления тех же двух классов, при этом для галогенеза важнейших.

Что касается неогеодинамических субдукционных и пассивноокраинных поясов, то характеризующий их актуалистический материал является менее полным и представительным, хотя и весьма интересным. Следует подчеркнуть, что хорошо известные протяженные пояса крупных соленосных осадочных бассейнов циркумокеанических пассивноокраинных обрамлений Атлантического и Индийского океанов повсеместно залегают в основании комплексов современных пассивных окраин (под ними) и в своем возникновении связаны не с этими (пассивноокраинными) обстановками (с которыми их часто соотносят), а с предшествовавшими им палеообстановками внутри-межконтинентальных рифтов T_3-J_1 , J_{2-3} , K_{1-2} , т. е. относятся к группе палеогеодинамических (стадию соленакопления уже завершивших).

Внутри неогеодинамических поясов размещение соленосных бассейнов разных геодинамических видов контролируется отдельными более дробными элементами (ветвями, отрезками) и в целом подчинено тектонической макроструктуре поясов, отражая дифференцированность и упорядоченность геодинамических обстановок в них, так что само носит закономерный и часто зональный характер, образуя соленосные пояса второго порядка, провинции, области и т. д.

Таким образом, современная мировая система геодинамических поясов (исключая океанические рифты) проявляется и в системе соленосных поясов. Распределение же в каждом поясе элементарных геодинамических обстановок находит отражение в упорядоченном положении соленосных бассейнов как относительно границ плит, так и относительно друг друга.

Отметим еще две важные вещественные и структурные особенности соленосных бассейнов, отчетливо проявляющиеся во многих их неогеодинамических (и собственно современных) представителях. Во-первых, это разнообразные типы оруденения как седиментационно-диагенетического, так и гипергенного типов (металлоносные осадки и рапа озер Провинции Бассейнов и Хребтов, Альтиплано-Пунийского пояса, Тибета, Восточно-Африканской рифтовой системы, впадин Красного моря, крупнейшие месторождения самородной серы Месопотамского, Предкарпатского и других бассейнов). Во-вторых – интенсивнейшая галокинетическая, а иногда и тектоническая нарушенность молодых, неогеновых соляных толщ (большинство крупнейших бассейнов – Западно- и Восточно-Средиземноморские, Месопотамский, Красноморский, Предкарпатские и др.). Отчетливая выраженность этих особенностей (минерагенических, галокинетических) уже у неогеодинамических соленосных бассейнов позволяет уверенно соотносить время их возникновения, хотя бы частично,

со стадией формирования самих бассейнов, что весьма важно, поскольку вопрос о времени возникновения таких особенностей, широко распространенных в их палеоаналогах, пока остается дискуссионным.

Палеогеодинамическая история соленосных бассейнов фанерозоя. В истории глобального галогенеза прослеживается определенная периодичность с наличием ряда крупных максимумов – эпох галогенеза. Главные из них V_2 – E_2 , D_{2-3} , P_{1-2} , T_3 – J_1 , J_3 , K_{1-2} , N_1 (рис. 3.59). Последняя из эпох относится к рассмотренному выше неогеодинамическому этапу, остальные к палеогеодинамическому.

На рис. 3.60 приведены палеокарты размещения наиболее значительных палеопоясов и палеообластей осадконакопления и соленакопления для шести эпох, сопряженных с шестью важнейшими тектоническими эпохами и отвечающими им максимумами галогенеза:

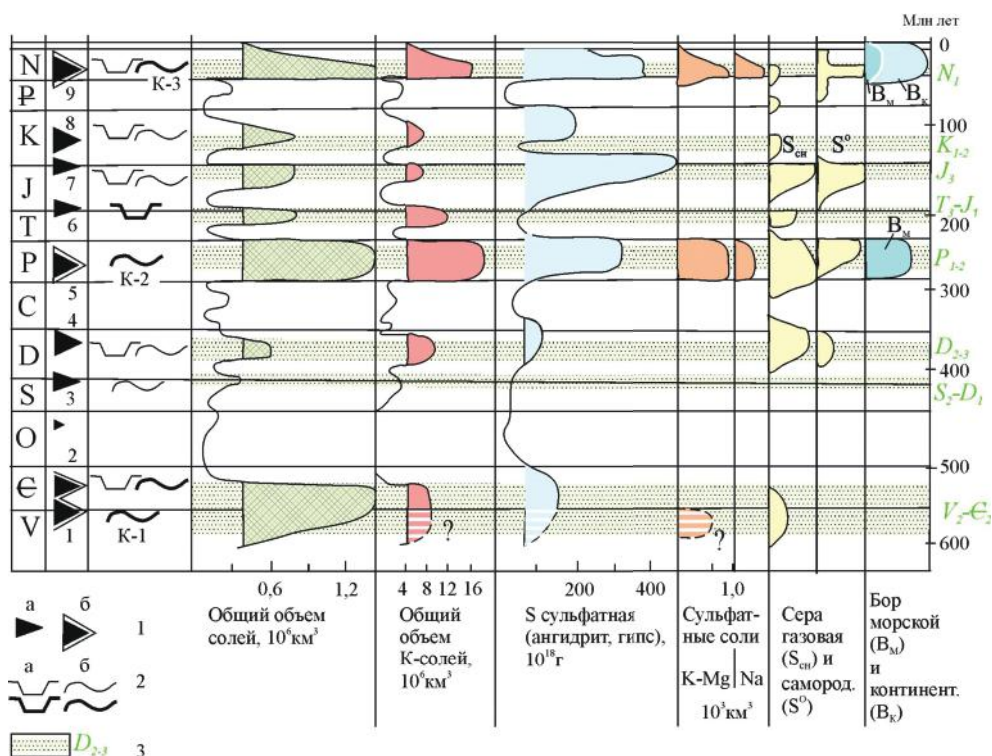


Рис. 3.59. Соотношение соляных, серных и геодинамических «событий» фанерозоя (возрастные кривые). Залيفкой выделены значительные аномалии (полосатой – предполагаемые). По [Беленицкая 2000], с дополнениями

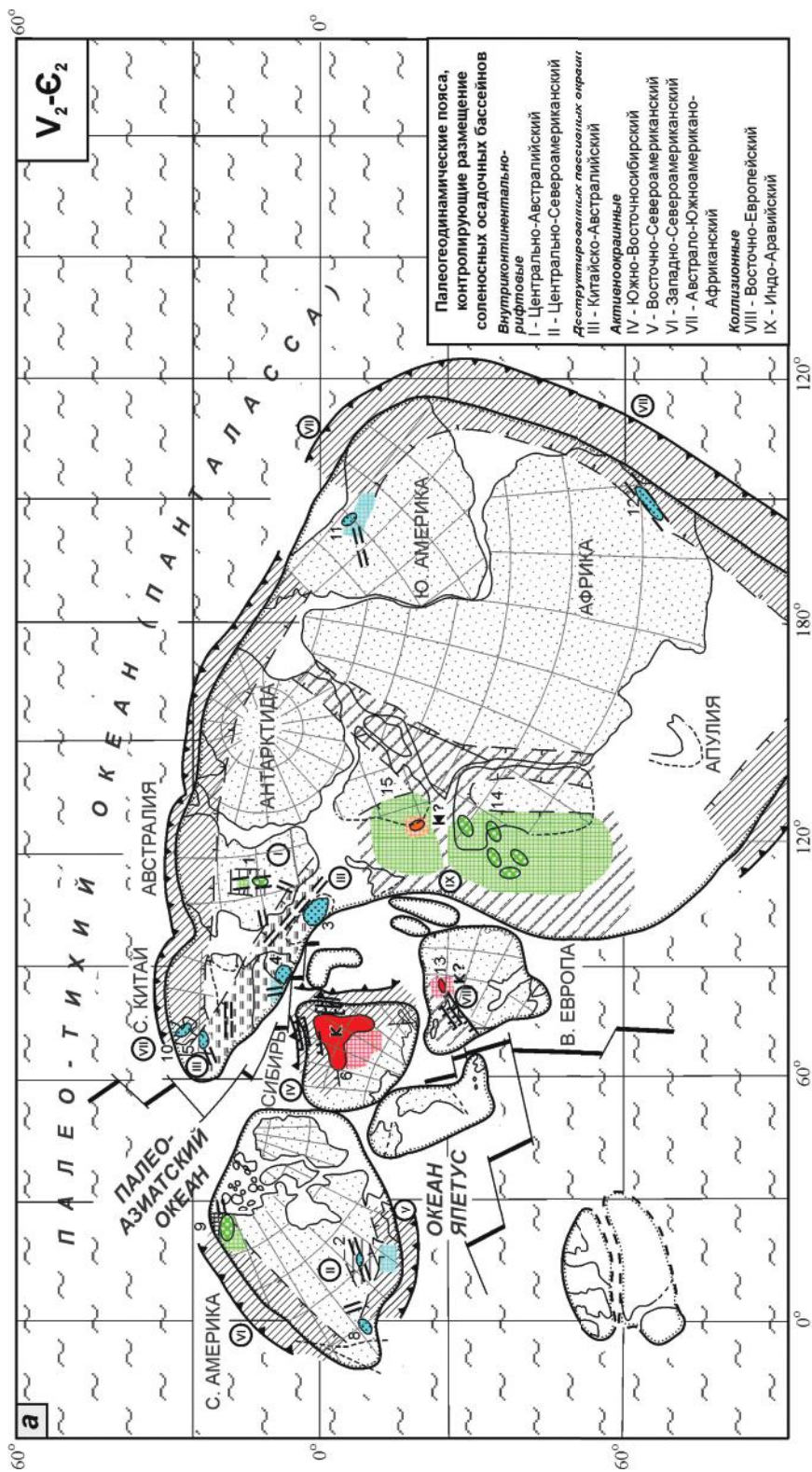
1 – эпохи диастрофизма: а – основные, б – то же, завершающие байкальский, герцинский и альпийский циклы (1 – кадомская, 2 – салаирская, 3 – арденнская, 4 – аккадская, 5 – заальская, 6 – раннекиммерийская, 7 – позднекиммерийская, 8 – австрийская, 9 – аттичская); 2 – геодинамические типы важнейших соленосных поясов (утолщенный знак – наиболее масштабных): а – растяжения, рифтогенные внутри- и межконтинентальные, б – сжатия, активноокраинные и коллизионные (К-1, К-2, К-3 – коллизионные пояса, связанные с замыканием трех генераций тетисных бассейнов); 3 – глобальные уровни максимальной интенсивности соленакопления (основные эпохи галогенеза)

поздневендско-среднекембрийской, средне-позднедевонской, пермской, позднеtriasово-раннеюрской, позднеюрской и среднемеловой. Основы палеогеодинамических реконструкций выполнены на базе обобщения опубликованного картографического материала [Зоненшайн и др., 1987, 1990; Хаин и др., 1991, 1992] с некоторыми изменениями с учетом новейших опубликованных работ. Выделение палеопоясов осадконакопления проведено в соответствии с принципами, изложенными в гл. 1. Особенности глобального распределения ГФ с использованием плитно-тектонических палеорекопструкций рассматривались в работах многих исследователей – А. Мейерхоффа, М. А. Жаркова, Н. М. Джиноридзе, С. А. Ушакова, Н. А. Ясаманова, Н. М. Чумакова и др. Приводимая на рис. 3.60, *a–e* серия палеорекопструкций была составлена нами [Беленицкая, 2000] на базе широкого обобщения информации о галогенных объектах мира.

Отметим главные черты каждой эпохи, предварительно обратив внимание на две наиболее яркие общие закономерности, поскольку именно они определяют план и акценты анализа: 1) все основные эпохи галогенеза совпадают с эпохами диастрофизма и тектонических перестроек; 2) в каждой из палеогеодинамических эпох, как и в неогеодинамической, соленосные бассейны локализуются исключительно в пределах активных (в это время) поясов, подчиненных границам плит или внутриконтинентальным рифтогенным системам, и образуют таким образом палеопояса галогенеза.

Поздний венд – средний кембрий (кадомская и салаирская эпохи диастрофизма, объединенные; конец байкальского тектонического цикла) (рис. 3.60, *a*). Крупнейший рубеж и первый из сохранившихся в геологической истории Земли максимум галогенеза I порядка. Кинематическая перестройка проявилась в замыкании возникшей в рифее системы океанических бассейнов, столкновении континентальных масс, формировании трансконтинентальных коллизионных и аккреционных поясов, спаявших Гондвану, а саму Гондвану с материками Лавразии, и в одновременном расколе Евразии. Масштабные галогенные образования связаны с поясами сжатия. Осадочные комплексы, фиксирующие предшествующее заложение подвижных поясов, повсеместно сильно деформированы, и сколько-нибудь значительные проявления галогенеза в них пока не известны.

Два главных пояса соленакпления – Индо-Аравийский и Южно-Востоносибирский – восстанавливаются вдоль двух противоположных краин позднекембрийского Межгондванско-Лавразийского подвижного суперпояса. Первый, Индо-Аравийский, находится в пределах перигондванского коллизионного пояса и фиксирует фазы кадомско-салаирского замыкания в двух пересекающихся глобальных позднекембрийских геодинамических поясах – Прототетисе и Мозамбикском. Второй, Южно-Востоносибирский (часть Центрально-Азиатского), располагается по периферии активной палеоокраины Палео-Азиатского океана в тылу зон субдукции в пределах выступающего угла Сибирского кратона. Его формирование происходило сопряженно с взаимодействиями и столкновениями с углом кратона малых блоков и вулканических дуг и контролировалось системой депрессий, отвечающих задуговым бассейнам сжатия и прилежащим прогибам деструктурированных частей кратона.



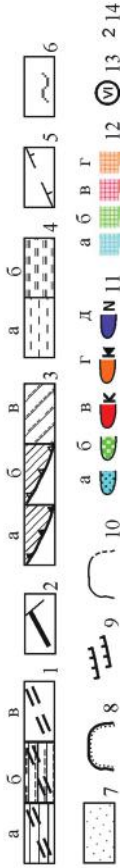
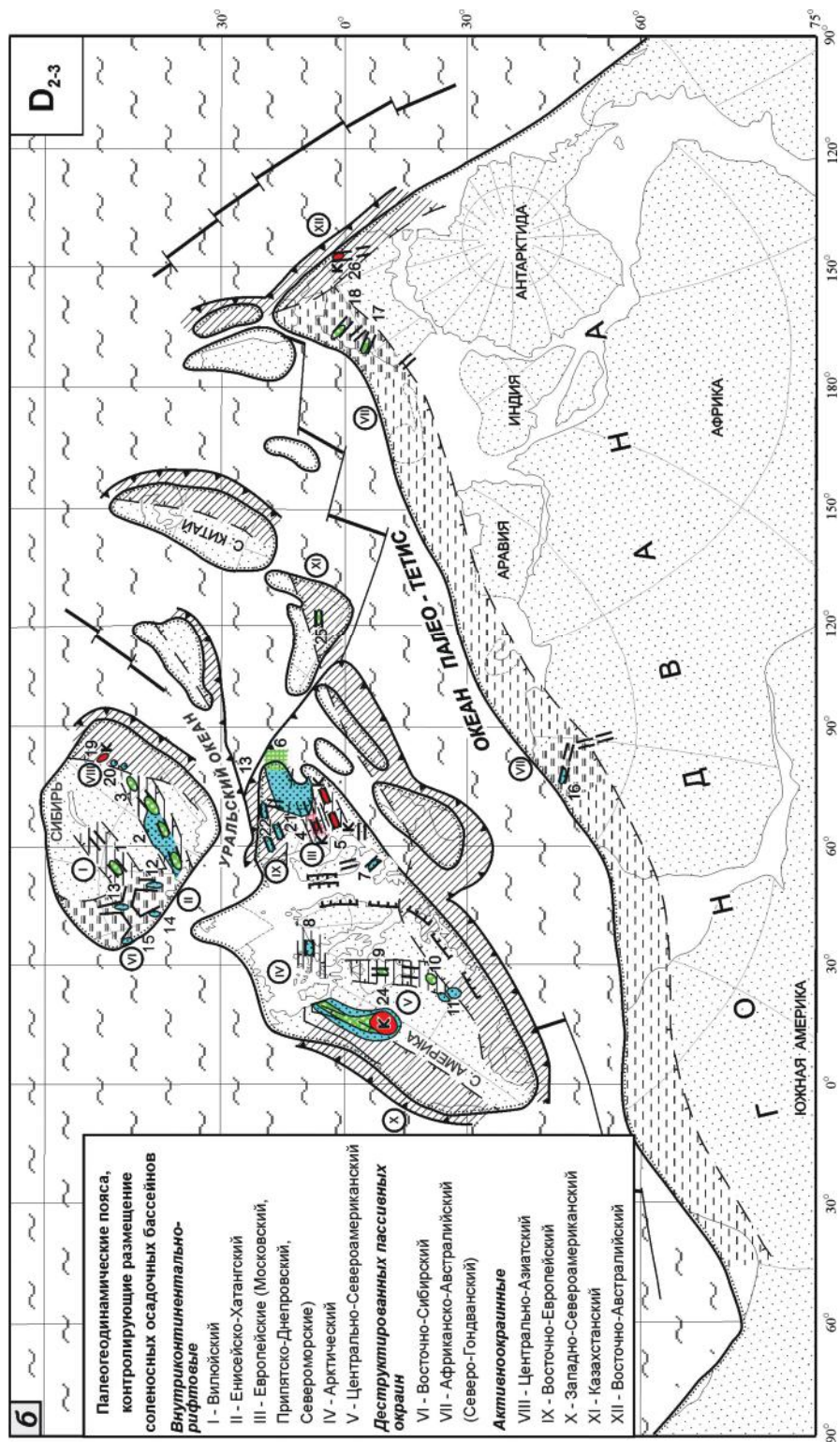
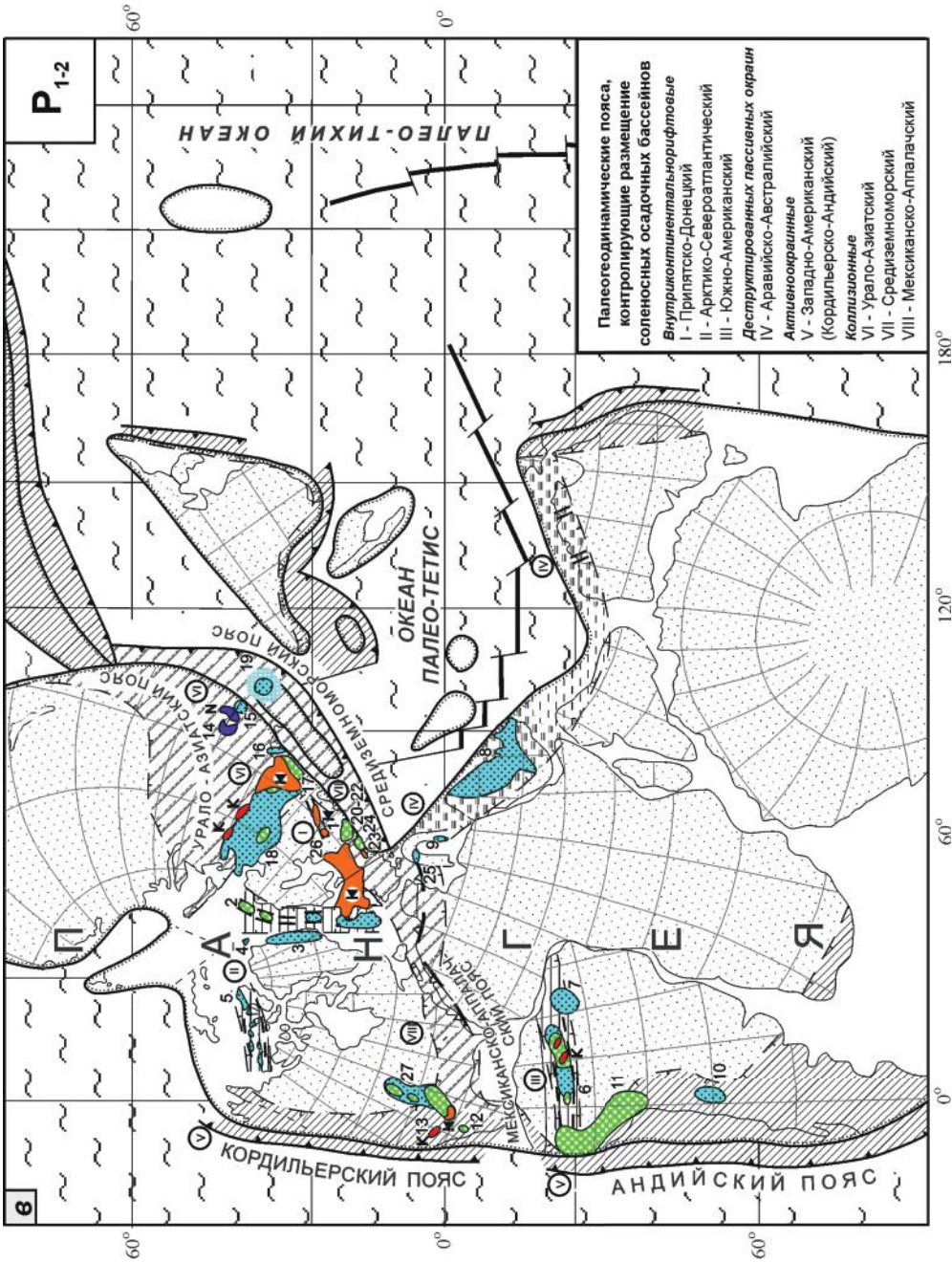
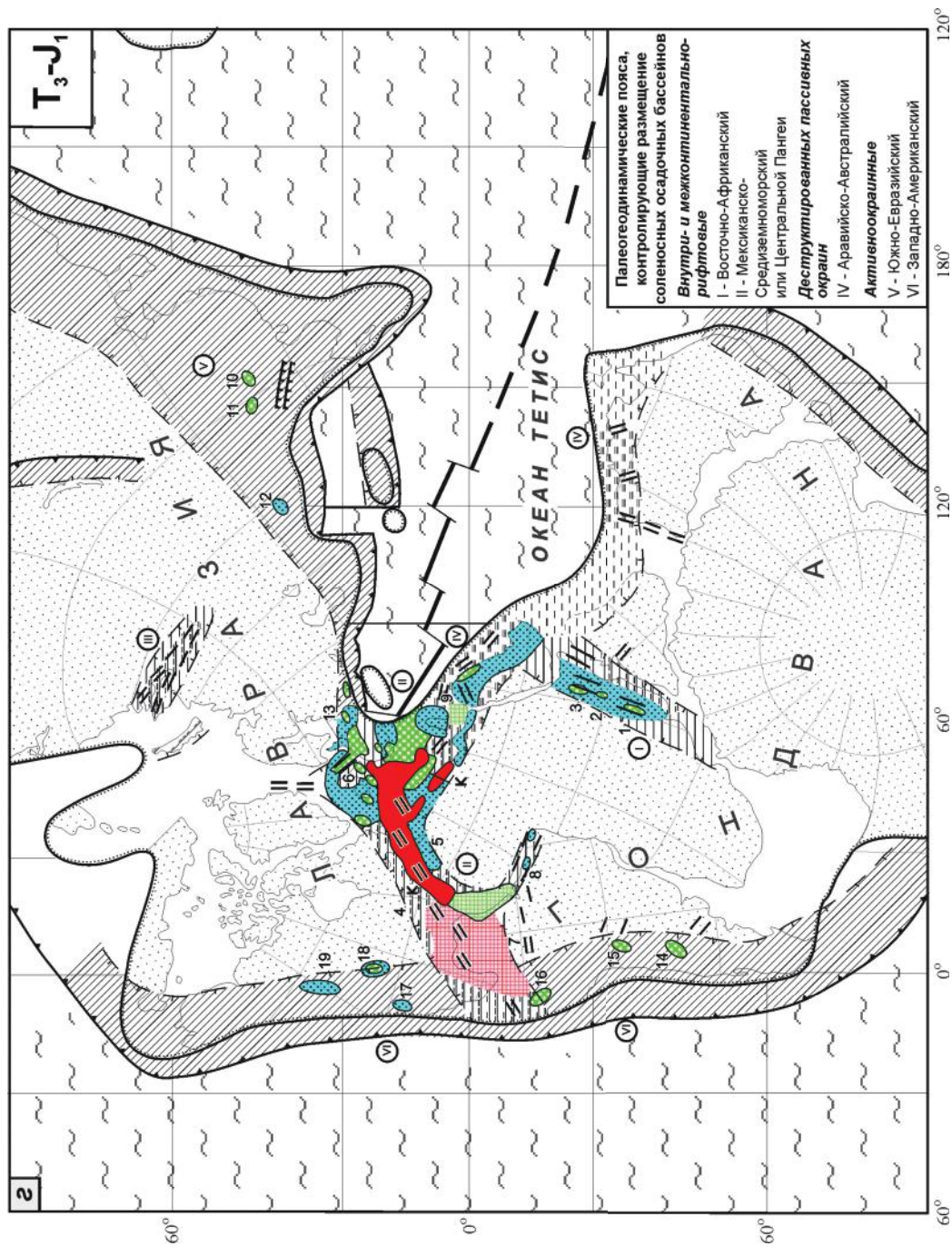


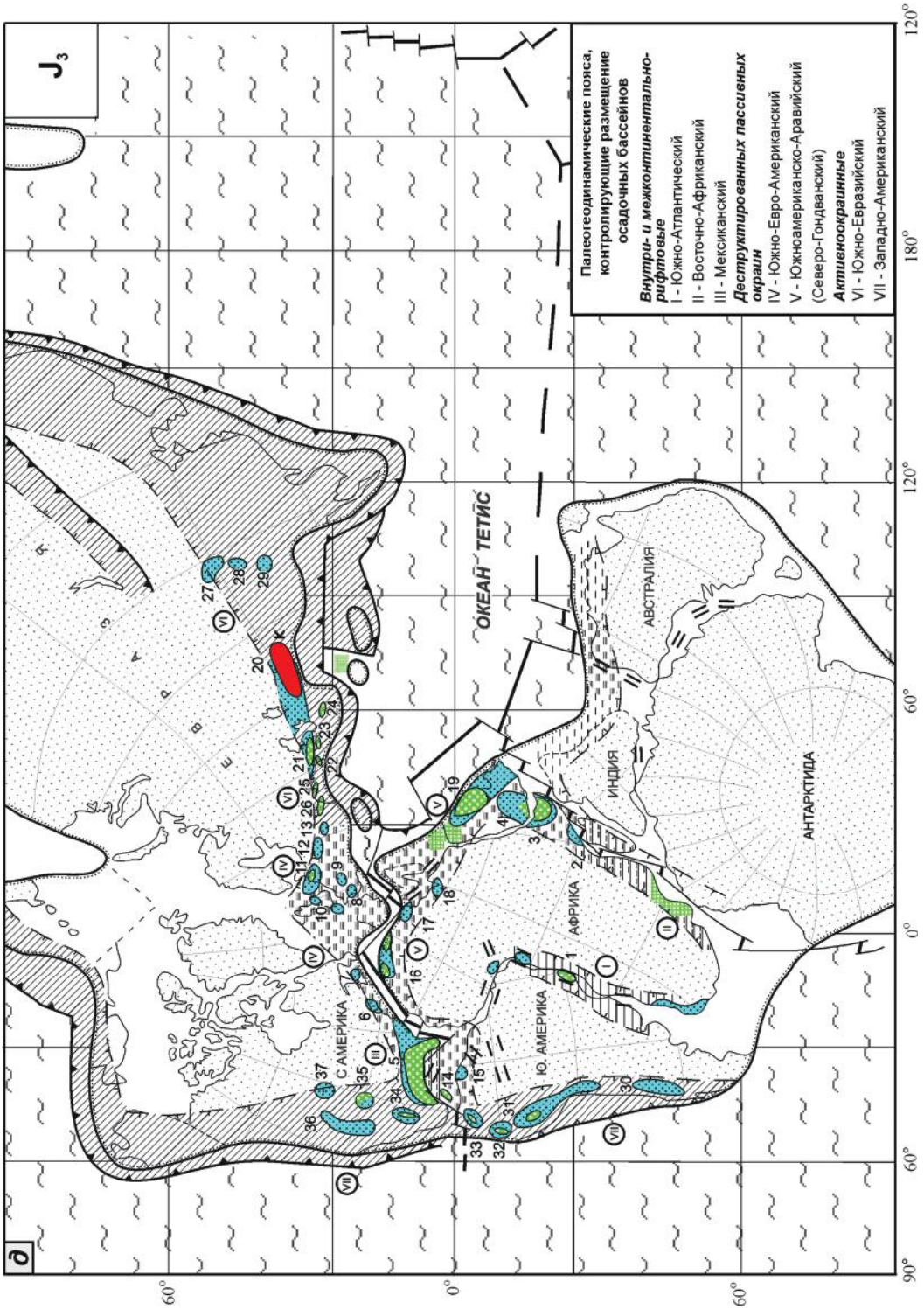
Рис. 3.60. Глобальная палеогеодинамическая позиция соленосных осадочных бассейнов для эпох: *а* – позднеландско-среднекембрийской, *б* – средне-позднеландской (с. 360), *в* – пермской (с. 361), *г* – позднетриасово-раннеюрской (с. 362), *д* – позднеландской (с. 363), *е* – ранне-позднемеловой (с. 364). Палинпастические реконструкции – обобщение по опубликованным данным, соленосные осадочные бассейны по работам [Литогеодинамика ... , 1998; Беленицкая, 2001]

1 – активные рифтовые пояса (*а* – внутриконтинентальные, *б* – межконтинентальные) и отдельные рифтовые зоны (*е*); 2 – оси спрединга и трансформные разломы; 3 – пояса сжатия: активные субдукционные (*а*), то же, активные только в начале рассматриваемого этапа (*б*), коллизионные (*в*); 4 – пассивноокеанские пояса (*а*), то же, деструктурированные (*б*); 5 – границы геодинамически активных поясов; *б* – океаны; 7 – стабильные области палеоконтинентов; 8 – границы палеоблоков с корой континентального и субконтинентального типов; 9 – зоны столкновения и складчато-надвиговых деформаций; 10 – контуры современных континентов; 11, 12 – осадочные бассейны с установленной (11) и предполагаемой (12) солёностью разных геохимических типов: *а* – сульфатно-кальциевой, *б* – галитовой, *в* – хлоридно-кальциевой, *г* – сульфатно-кальциевой, *д* – сульфатно-натриевой; 13 – глобальные пояса соленосных бассейнов (номера в списках); 14 – номера соленосных бассейнов по [Беленицкая, 2001, рис. 5]









Помимо двух соляных гигантов, широко распространены также более ограниченные по масштабу бассейны и их фрагменты, представляющие собой все характерные для галогенеза геодинамические типы (кроме межконтинентально-рифтовых). Наличие солей (хлоридно-натриевого типа) установлено лишь в трех бассейнах: в авлакогене Амадиес в пределах Центрально-Австралийского внутриконтинентально-рифтового пояса, в краевом прогибе (?) Маккензи Западно-Североамериканского активноокраинного пояса и в Предтиманском краевом прогибе Восточно-Европейского коллизионного пояса, возникшего в результате столкновения Баренции с Восточно-Европейским кратоном при закрытии позднедокембрийского Палеоуральского океана.

В современной структуре Земли все сохранившиеся ГФ рассматриваемого возраста расположены в регионах проявления кадомского и салаирского тектогенеза, их возраст отвечает основным региональным фазам активности, а наиболее крупные соленосные формации сопряжены со складчато-надвиговыми системами этих тектонических эпох (или их фрагментами), чаще находясь перед их фронтальными зонами. Заметим при этом, что сохранились они почти исключительно на участках, которые не были существенно переработаны в последующие тектонические эпохи, т. е. там, где не произошло наступания фронта более молодых деформаций и где соли только и могли сохраниться. Эта закономерность справедлива и для последующих эпох галогенеза, но для данной, наиболее древней, она выражена, пожалуй, наиболее отчетливо.

Поздний силур – ранний девон (арденнская эпоха диастрофизма, конец каледонского тектонического цикла). Небольшой пик соленакопления третьего порядка. Важнейшее событие – закрытие океана Япетус и формирование Аппалачско-Скандинавского коллизионного пояса. С этим событием связано формирование наиболее крупного на этом уровне Мичиганско-Преаппалачского калиеносного бассейна. Довольно многочисленные фрагменты галогенных комплексов более ограниченного масштаба, сульфатного, локально соляного состава распространены в пределах внутриконтинентальных рифтогенных структур Восточно-Сибирского, Австралийского, Восточно-Европейского кратонов, в меньшей мере в пределах пассивно- и активноокраинных поясов.

Средний – поздний девон (аккадская эпоха диастрофизма) (рис. 3.60, б). Максимум соленакопления второго порядка, с двумя сопряженными пиками галогенеза и тектогенеза в живетском и франском веках. Основные черты глобальной геодинамической ситуации и общей картины галогенеза определяются двумя особенностями эпохи. Одна отражает ее специфическую черту – чрезвычайно широкое проявление процессов континентального рифтогенеза (Е. Е. Милановский), причем не только во внутренних областях континентов, но и в пределах их пассивных и активных окраин. Вторая, наоборот, является проявлением сквозной (единой для разных эпох) тенденции, которая наметилась уже в кембрии и будет типична и для последующих эпох (Л. П. Зоненшайн, В. Г. Казьмин, В. Е. Хаин и др.), – устойчивое доминирование двух планетарных систем океанических бассейнов: Палеотетис–Палеоазиатский и Панталасса, вместе определяющих планетарную геодинамическую макроструктуру и направленность эволюции. Первая система постоянно разделяет (исключая эпохи коллизий) деструктурируемую Гондванскую пассивную окраину и активную Лавразийскую (в мезозое Евразийскую);

вторая – две активные окраины – Западно-Американскую и Восточно-Гондванскую.

Пояса галогенеза представлены тремя геодинамическими типами: внутриконтинентально-рифтовым, деструктурированных пассивных окраин и активноокаинным. Первый и третий выражены наиболее масштабно и включают калиеносные бассейны. С протяженными внутриконтинентально-рифтовыми поясами, чаще всего отвечающими входящим ветвям трехлучевых или более сложных систем, связаны мощные калиеносные (и возможно, калиеносные) бассейны в пределах континентов Лавразийской группы (Виллюйский, Енисейско-Хатангский, Припятско-Днепровский и др.). На обширных территориях пассивноокаинных поясов Северной Гондваны, а также Северо-Восточной Сибири проявления галогенеза локализуются на участках, подвергающихся рифтогенной деструкции. В пределах активноокаинных поясов – Центрально-Азиатского, Западно-Североамериканского, Восточно-Австралийского – крупные калиеносные бассейны формируются главным образом в их периферических частях, где также связаны с рифтогенными осложнениями.

С отколом от континентов в ходе деструкции малых блоков (позже нередко опять причлененных), возможно, связано формирование ряда соленосных бассейнов: с отколом Устюртского блока от Восточно-Европейского континента – предполагаемых в Прикаспии девонских солей, Тас-Хаяхтахского и Омудевского от Сибирского – фрагментарно сохранившихся в пределах этих блоков среднедевонских сульфатоносных формаций.

Ранняя – поздняя пермь (заальская эпоха диастрофизма; конец герцинского тектонического цикла и одновременно рифейско-палеозойского мегацикла, начавшегося расколом Родинии и закончившегося формированием Пангеи) (рис. 3.60, в). Тектонический рубеж высшего порядка и самый крупный максимум галогенеза. Основные особенности геодинамической картины и главные черты галогенеза определяет трансконтинентальная коллизионная межгондванско-лавразийская система поясов, спаявшая Пангею, ареал влияния которой охватил обширные прилежащие территории. Эта планетарная палеоструктура контролирует гигантский Мексиканско-Средиземноморский суперпояс галогенеза, наиболее крупный из сохранившихся в истории Земли. С ним, с его северными периферическими областями, связаны три соляных гиганта – бассейны Прикаспийский, Центрально-Европейский и Пермский (Мидконтинента) и ряд менее масштабных. (Не исключено, кроме того, наличие солей пермского возраста в основании юрских соленосных толщ в пределах более молодого Мексиканско-Средиземноморского соленосного пояса.) Все три известных соляных гиганта располагаются вдоль северной окраины пояса, локализуясь у его пересечений с поперечными поясами сжатия (Уральским, Британско-Скандинавским и Кордильерским), где занимают деструктурируемые углы континентальных блоков, зажатые между сходящимися покровно-надвиговыми образованиями поясов. Галогенез всех трех бассейнов принадлежит к одному сульфатно-калиевому типу. Существенно, что именно этот факт дал основание относить к сульфатно-калиевому типу пермский галогенез в целом.

Еще целый ряд крупных, в том числе калиеносных бассейнов связан с другими активными поясами этого времени: с рифтогенными (Припят-

ско-Днепровский, Арктико-Североатлантический, Южноамериканский), активноокраинными (Кордильерско-Андийский) и в меньшей мере с деструктурированными участками Восточногондванской пассивной окраины Палеотетиса.

Поздний триас – ранняя юра (раннекиммерийская-индосинийская эпоха диастрофизма) (рис. 3.60, з). Кардинальная геодинамическая перестройка с определяющим событием – началом новых расколов Пангеи. Основным стволем расколов стала полигональная система внутри- и межконтинентальных рифтов, возникшая в центральных частях Пангеи на западном продолжении уже существовавшей оси океанического спрединга Восточного Тетиса и отделившая континентальные массы Европы и Северной Америки от Африки и Южной Америки. Ей подчинен гигантский Мексиканско-Средиземноморский трансконтинентальный пояс калиеносных (и возможно, калиеносных) бассейнов, который охватил огромную деструктурированную территорию от Мексиканского залива до Восточного Средиземноморья и от Северной Африки до Северного моря, в целом унаследовав центральные и западные части ареала пермского коллизийного пояса. Еще один значительно менее масштабный пояс соленосных бассейнов контролируется Восточно-Африканской системой внутриконтинентальных палеорифтов.

На двух противоположных окраинах Восточного Тетиса, как и в палеозое, отчетливо проявляется и находит отражение в характере галогенеза геодинамическая асимметрия: в пределах Гондванской пассивной окраины галогенез сопровождается процессами деструкции (с откалыванием малых блоков), а в пределах Евразийской активной – фазы индосинийского тектогенеза, связанного со сближением и столкновением с восточной частью окраины малых континентальных блоков – Южно-Китайского, Индокитайского и Сино-Бирманского. Цепочки соленосных бассейнов прослеживаются и вдоль обеих ветвей Западно-Американского активноокраинного пояса, где также отвечают фазам тектогенеза.

Поздняя юра (позднекиммерийская эпоха диастрофизма) (рис. 3.60, д). Максимум межгондванско-лавразийских расколов смещается, начиная со средней юры, на запад, в американскую часть пояса, где ему отвечает формирование соленосных толщ Мексиканского залива. Соленосные бассейны трассируют и другие рифтогенные системы, продолжающие раскол Гондваны, предвзяя и фиксируя зарождение будущих океанических бассейнов: внутриконтинентальные в Южной Атлантике, межконтинентальные в Индийском океане.

Обширные пояса галогенеза формируются в пределах деструктурируемых пассивных окраин молодых океанов: сопряженных ветвей Центрального Тетиса и Центральной Атлантики – Южно-Евроамериканской и Южноамериканско-Африканской, а также продолжения последнего к востоку вдоль восточной ветви Тетиса с образованием трансрегионального Южноамериканско-Аравийского (Северо-Гондванского) пояса.

Повышаются масштабы соленакопления в двух активноокраинных поясах. На Евразийской окраине Тетиса формируется также весьма протяженный (от Добруджи до Памира) пояс соленакопления с максимумом в Амударьинском бассейне, контролируемый системой задуговых бассейнов сжатия (раннеорогенных краевых прогибов и межгорных впадин), возникавших как реакция на продолжающиеся столкновения с окраиной малых гондванских блоков. Галогенез Западно-Американского активно-

окраинного пояса связан с активными фазами сжатия и перехода к орогенному режиму развития.

Средний мел (ранний — начало позднего; австрийская эпоха диастрофизма) (рис. 3.60, *e*). Завершение раскола Гондваны в результате раскрытия южного отрезка Атлантики и оформления межконтинентально-рифтовой Атлантической системы. Фиксируется формированием еще одного Южно-Атлантического пояса соленакопления. Ныне он, как и пояса более северных частей Атлантики, представлен двумя ветвями, Бразильской и Африканской, разделенными новообразованной впадиной океана. Характерно, что в обеих ветвях соли представлены своей крайне редкой — тахидритовой — разновидностью, что является очень серьезным доводом в пользу былого единства солеродного бассейна, а значит, и двух палеоокраин. В пределах внутриконтинентально-рифтового Центрально-Африканского (Бенуэ-Чад) ответвления от этой рифтовой системы, с вершиной в Гвинейском заливе, формируются более мелкие соленосные бассейны.

В пассивноокраинных обрамлениях Тетиса проявления австрийских фаз сжатия и деструкции нашли отражение в формировании разномаштабных соленосных бассейнов, особенно значительных вдоль его западных и центральных ветвей — в Антильско-Карибском и Средиземноморском регионах.

В пределах Юго-Восточно-Евразийского активноокраинного пояса формирование довольно многочисленных соленосных бассейнов, по-видимому, связано с двусторонним сжатием: со стороны океана Тетис, где продолжалось его закрытие в ходе субдукции под Евразийскую окраину, и со стороны Тихого океана, где происходила существенная перестройка в прилежащих к окраине частях океанской рифтовой системы. В Западно-Американском активноокраинном поясе, главным образом в его Андийской ветви, проявления австрийских фаз тектогенеза зафиксированы новыми генерациями соленосных бассейнов.

Переход к охарактеризованной чуть выше неогеодинимической эпохе с м и о ц е н о в ы м максимумом галогенеза первого порядка обусловлен сомасштабными геодинамическими событиями с кульминацией в аттичскую эпоху: закрытием океана Тетис и формированием новой генерации трансконтинентальной коллизионной мегаструктуры — Альпийско-Гималайского пояса, а также ряда сопряженных с ним внутри-межконтинентальных рифтогенных систем, совместно играющих безусловно определяющую роль в наблюдаемой глобальной картине галогенеза этой эпохи.

Закономерности геодинамического размещения соленосных бассейнов мира. Итоги выполненного историко-геодинамического анализа обстановок образования соленосных бассейнов мира выявили ряд общих пространственных и временных закономерностей в их формировании и эволюции. Частично они были охарактеризованы нами ранее [Беленицкая, 1998, 2000]. Рассмотрим главные.

Периодичность галогенеза. В распределении галогенных образований по стратиграфической шкале фанерозоя прослеживаются две особенности (рис. 3.59). Во-первых, на фоне непрерывности (т. е. наличия определенного фонового минимума) наблюдается неравномерно-дискретный, пульсационный характер их количественного и качественного распределения с образованием ряда обсуждавшихся выше крупных максимумов — эпох галогенеза. Эти максимумы устанавливаются по экстремально высоким

величинам объемов и площадей как в целом всех галогенных образований, так и каждой из их составляющих (сульфатной, галититовой, калийной), а также по наибольшей полноте (завершенности) галогенеза. Три из них — V_2 — E_2 , P_{1-2} и N_1 — являются крупнейшими в геологической истории, причем лишь с ними связан (для V_2 — E_2 предполагается) масштабный галогенез сульфатно-калиевого типа. Каждая из эпох представляет собой не один, а сочетание из двух-трех (и более) сближенных во времени более дробных уровней (фаз) галогенеза, обычно имеющих региональное распространение. Во-вторых, наблюдается соответствие уровней галогенеза каждого из трех названных рангов уровням проявления геодинамической активности тех же рангов. Все эпохи галогенеза совпадают с известными главными глобальными и межрегиональными эпохами диастрофизма, выделяющимися максимальным проявлением напряжений сжатия или (и) растяжения соответственно кадомско-салаирской, аккадской, заальской, ранне- и позднекимерийской, австрийской, аттической. Все они коррелируются с фазами открытия или закрытия тех океанических бассейнов, которые контролировали размещение наиболее значительных поясов и бассейнов галогенеза этого уровня. Три самых крупных максимума галогенеза отвечают трем важнейшим тектоническим рубежам, завершающим байкальский, герцинский и альпийский циклы. Существенно, что определяющими геодинамическими событиями для всех трех являлись последовательные замыкания межгондванско-лавразийских тетисных океанических бассейнов.

Итак, соленакопление развивалось дискретно-циклически, подчиняясь разноранговой цикличности геодинамических событий и в целом отражая их стадийно-циклический ритм.

Упорядоченность пространственного размещения соленосных объектов. На каждом стратиграфическом уровне соленосные бассейны и все их фрагменты располагаются в пределах глобальных геодинамически активных (на данном этапе) поясов, контролируемых границами литосферных плит и внутриконтинентальными рифтогенными системами либо их ветвями, сегментами, формируя таким образом планетарные пояса галогенеза. Вне этих поясов, в пределах стабильных частей плит, ГФ не устанавливаются. Возникающая геодинамически обусловленная глобальная поясность галогенеза — наиболее общая закономерность размещения галогенных тел.

Намечаются соленосные системы и более высокого ранга — суперпояса, подчиненные развитию (раскрытию, трансформации, замыканию) единых океанических бассейнов и объединяющие все их участки, в том числе находящиеся на палеоокраинах разных континентальных блоков, по разные стороны палеоокеанических пространств, на разных стадиях геодинамической эволюции. Среди таких суперпоясов крупнейшие по масштабам галогенеза связаны с океаническими системами, периодически разделявшими континентальные массы гондванской и лавразийской групп: с разновозрастными тетисами и сопряженными с ними азиатскими (позднедокембрийским и палеозойским) океанами. Тетисные бассейны трижды, начиная с позднего докембрия, раскалывали материковые массы Гондваны и Лавразии, а затем спаивали их трансконтинентальными коллизионными системами, сформировав три генерации циклически связанных пар океан → коллизионный пояс: I, Прототетис, расколовший Родинию в позднем рифее, → Перигондванский кадомско-салаирский пояс; II, Палеотетис, повторно разделивший Гондвану и Лавразию в раннем палеозое, → герцинский Мексиканско-Средиземноморский пояс, спаявший

Пангею; III, Неотетис, вновь расколовший Пангею в позднем триасе — юре, → неогеодинамический Альпийско-Гималайский пояс. Несколько менее значительные (по масштабу галогенеза) суперпояса подчинены эволюции океанов с секущей по отношению к тетисным ориентировкой. Четыре из них также периодически разделяли (а затем спаивали) континенты внутри каждой из главных групп, наследуя при этом коллизионные сутуры своих предшественников. Это Япетус-Североатлантический (два раскрытия: R_3-V и T_3-J), Южноатлантический (R и K), Палеоуральско-Уральский (R и O) и Мозамбикско-Западноиндийский (R и J-K). Два суперпояса, связанных с палеоокраинами Тихого океана и его предшественников, характеризовались несколько иным стилем развития.

В пределах каждой из эпох галогенеза с наибольшей отчетливостью выражены один-три суперпояса.

Большинство крупнейших (гигантских) разновозрастных соленосных бассейнов находится на пересечениях или изгибах активных суперсистем и их ветвей, располагаясь на зажатых между ними раздробленных палеоуглах континентальных блоков (верхневендско-кембрийские Аравийский и Восточно-Сибирский, пермские Центрально-Европейский, Прикаспийский и Мидконтинента, верхнеюрский Среднеазиатский и др.).

Внутри поясов размещение, ориентировка и контуры конкретных соленосных бассейнов определяются более дробными тектоническими элементами, контролирующими депоцентры бассейнов, а пространственные и временные соотношения между ними — соотношениями между самими элементами в эволюционирующей макроструктуре поясов. На каждом уровне намечается ранжированная система соленосных объектов (суперпояса — пояса — бассейны), отражающая иерархию контролирующих их тектонических элементов. Именно она во многом определяет основные черты глобальной зональности (и палеозональности) галогенеза.

Региональные особенности возрастного распределения соленосных объектов (региональные шкалы проявлений галогенеза). В пределах конкретных регионов общие возрастные интервалы развития галогенных комплексов и возраста соленосных объектов разных рангов коррелируются с временными интервалами проявления в них (или в непосредственном обрамлении) тектонической активности, вне которых они практически отсутствуют. Например, для Уральского региона в контурах палеозойского подвижного пояса (включающего его Восточноевропейскую и Тимано-Печорскую палеоокраины, наиболее насыщенные галогенными комплексами) суммарный стратиграфический интервал интенсивного галогенеза (O_3-P_2) полностью подчинен времени эволюции Уральского океана — от его рифтогенного зарождения в ордовике до закрытия на границе палеозоя—мезозоя. Аналогично этому для Припятско-Днепровского авлакогена интервал галогенеза (D_2-P_1) отвечает времени активного рифтогенного развития. В обоих регионах во все последующее время, характеризовавшееся сравнительно незначительной тектонической активностью (благодаря чему в них как раз и сохранились мощные палеозойские соли), масштабные проявления галогенеза отсутствуют, а слабым импульсам активности отвечают «адекватные» им небольшие его проявления (например, J_3 , P_3 в Днепровской впадине). Что касается галогенных тел, связанных с предшествующими (допалеозойскими) циклами проявления в обсуждаемых регионах высокой тектонической активности, то их бывшее наличие здесь может пока только предполагаться, хотя косвенные признаки имеются.

В пределах обозначенных интервалов рассмотренных палеоструктур возраст конкретных ГФ и более дробных подразделений четко соответствует значимым для них фазам и импульсам тектонической активности, фиксирующим их зарождение, трансформацию или отмирание. При этом максимумы галогенеза обычно коррелируются с максимумами такой активности: O_3-S_1 и P_1 в бассейнах Уральского региона, D_3 и P_1 – Припятско-Днепровского. Все эти зависимости обнаруживаются при последовательном анализе практически любого регионального материала. В каждом регионе все проявления галогенеза, резонансно отражая региональные фазы и импульсы геодинамической активности, могут служить их индикаторами.

В структурах полициклического тектонического развития проявления галогенеза обнаруживают сходную полицикличность (и полистадийность); возникающая в результате многоуровневность галогенеза отражает многоактность тектонической активности этих структур. Правда, значительные мощности соляных толщ обычно характерны лишь для одного-двух уровней соленакпления, чаще завершающих. На предшествующих же они сохраняются преимущественно в виде фрагментов, реликтов и косвенных признаков.

В каждом регионе как общие возрастные интервалы развития галогенных комплексов, так и отдельные уровни их локализации коррелируются соответственно с общими периодами и отдельными фазами тектонической активности, наиболее значимыми для вмещающих эти комплексы разрезов. Итоговая многоуровневность галогенеза (или его признаков), отражая многоактность тектонической активности, создает своеобразные региональные шкалы уровней установленных и вероятных проявлений галогенеза.

Синхронность или *закономерная последовательность* галогенных событий. Синхронность проявлений галогенеза часто устанавливается в бассейнах как одного геодинамического пояса, так и в разных, но тектонически сопряженных поясах, в том числе даже и пространственно разобщенных. Она нередко характеризует и разнонаправленные геодинамические процессы. Это хорошо проявляется на многих палеореконструкциях. Например, в пределах противоположных окраин разновозрастных тетисов – сначала палеозойского, затем мезозойского – наблюдается формирование протяженных поясов и бассейнов с субсинхронным галогенезом в двух различных режимах: на гондванской в условиях деструктируемой пассивной окраины, на евразийской – в активноокраинном. В бассейнах неогеодинамического этапа коррелируются между собой многие проявления галогенеза, связанные с разнонаправленными (противофазными) геодинамическими импульсами: ранне-среднемиоценовые в Красноморском бассейне растяжения и в Месопотамском сжатия, позднемиоценовые – в Красноморском растяжения и Восточно-Средиземноморском сжатия, эоцен-олигоценные и миоценовые – в Верхнерейнском растяжения, Аквитанско-Иберийском и Магрибском сжатия.

С другой стороны, в пределах одних и тех же поясов и еще более отчетливо суперпоясов вдоль их продольных и поперечных сечений прослеживается возрастная миграция соленосных бассейнов и/или отдельных проявлений галогенеза, повторяющая миграцию фаз и импульсов геодинамической активности. Так, например, продольное смещение во времени соленосных бассейнов Циркуматлантического кольца (T_3-J_1 Центральной

Атлантики $\rightarrow J_{2-3}$ Мексиканского залива $\rightarrow K_{1-2}$ Южной Атлантики) очень наглядно демонстрирует миграцию инициировавших галогенез фаз рифтинга в ходе дискретного раскрытия Атлантики; продольное и поперечное смещение разновозрастных ($T_3 \rightarrow J_3 \rightarrow K_{1-2}$) галогенных объектов хорошо выражено в пределах длительно существовавшей активной окраины Южной Евразии, где оно сопряжено с миграцией фаз и зон ее столкновений с приближающимися микроконтинентальными блоками. Аналогичное многократное перемещение фаз и зон галогенеза наблюдается в пределах кайнозойского Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, каждый раз отражая время и место сближения и столкновения между различными выступающими частями гондванских континентальных масс с лавразийскими (с максимумом в интервале поздний эоцен – мессиний). Отчетливый вектор поперечной дискретной миграции галогенных комплексов в сторону форланда прослежен во многих краевых прогибах поясов сжатия, где импульсы миграции сопряжены с хорошо известным перемещением осей прогибов по мере наступания фронта надвигов (последовательные фазы миоценового галогенеза в Предкарпатском прогибе: $N_1^1 \rightarrow N_1^2, \rightarrow N_1^3$, пермского в Предуральском: $P_1k \rightarrow P_2kz \rightarrow P_2u$ и т. д.).

В пределах одного бассейна галогенез также нередко реализуется в связи с парой разнонаправленных напряжений разных рангов (что также отражает специфику самого геодинамического развития): одного – фонового, типоморфного для пояса или его ветви, другого – характерного для данной депрессионной структуры. Например, галогенез в Западно-Средиземноморских бассейнах отвечает сочетанию напряжений сжатия, обязанных столкновениям континентальных масс и общей коллизии, и растяжения, вызванного спредингом и формированием глубоководных котловин, которые и вместили многие галогенные комплексы (К. Ле Пижон, Н. А. Богданов); галогенез Верхнерейнского рифтового бассейна сопряжен с формированием грабеновых структур растяжения на фоне синхронных фаз сжатия и покровообразования в смежных с юга областях Альпийского коллизионного пояса.

Можно заключить, что наблюдаемая синхронность (и коррелируемость) глобальных, меж- и внутрирегиональных галогенных событий с одной стороны и их закономерная возрастная миграция внутри разноранговых пространственных подразделений с другой отражают аналогичные особенности пространственно-временного распределения и соотношения сомасштабных геодинамических событий.

Геодинамическая «специализация» эпох и регионов галогенеза проявляется в закономерном распределении по шкалам тектоно-стратиграфических событий соленосных объектов разных геодинамических типов, а также в избирательной приуроченности некоторых типов к определенным возрастным интервалам. Такая избирательность в целом отражает тенденции неравномерного распределения самих геодинамических обстановок. Наиболее отчетливо геодинамическая «специализация» соленосных объектов выражена в поздневендскую, пермскую и миоценовую эпохи, в которые доминировали объекты коллизионного типа, связанные с трехразовым закрытием важнейших для галогенеза тетисных океанических бассейнов, а также в поздне триасово-раннеюрскую, когда ведущую роль играли межконтинентально-рифтовые системы, в значительной мере связанные с раскрытием тех же бассейнов. Геодинамическая «специализация» остальных эпох, хотя и проявилась, но не столь однозначно: для D_{2-3} наиболее

типичны внутриконтинентально-рифтовые и активноокраинные пояса, а для J_3 и K_{1-2} относительно равноценны межконтинентально-рифтовые, пассивноокраинные (деструктурированные) и активноокраинные.

Это позволяет говорить об определенной возрастной и пространственной избирательности локализации галогенных объектов тех или иных геодинамических типов. Так, внутриконтинентально-рифтовые типы максимально выражены в среднем-позднем девоне во внутренних частях материков, особенно лавразийской группы; межконтинентально-рифтовые локализируются в последовательно смещавшихся мезозойских палеорасколах Пангеи (в предшествующих домезозойских они почти не сохранились). Пассивноокраинные (деструктурированные) галогенные объекты в течение всего фанерозоя, исключая эпохи коллизий, наиболее устойчиво приурочены к гондванским, преимущественно восточногондванским окраинам разновозрастных тетисов. Активноокраинные типы в то же время и также устойчиво формировались вдоль противоположных лавразийских окраин тетисов, причем начиная с мезозоя лишь вдоль их евразийских отрезков, а также постоянно обрамляли западноамериканские и в меньшей мере восточноавстралийские окраины Тихого океана и его предшественников. Коллизионные типы, обнаруживающие наиболее сильные тенденции к избирательности, ныне характерны почти исключительно для трех эпох глобальной коллизии (V_2 – E_2 , P_{1-2} , N_1), а в них для ареалов влияния трех трансконтинентальных коллизионных поясов. Причем в эти эпохи и в этих поясах коллизионные типы выражены чрезвычайно разнообразно и масштабно, по сути контролируя все три самых крупных максимума галогенеза Земли.

Геохимическая «специализация» эпох соленакпления. Геодинамические особенности во многом определяют и своеобразную геохимическую «специализацию» эпох соленакпления – избирательную связь некоторых геохимических типов соленосности с теми или иными эпохами. Так, сульфатно-калиевый тип характерен для коллизионных эпох – миоценовой, пермской и, возможно, поздневендско-среднекембрийской, хлоридно-кальциевый (тахгидритовый) – для рифтогенных меловой и, возможно, средне-позднедевонской. Присутствие калийных солей – общая черта всех эпох максимального соленакпления.

Черты геохимического своеобразия, как и геодинамического, наиболее ярко выражены у соленосных бассейнов коллизионных эпох, проявляясь в наличии, помимо солей сульфатно-калиевого типа, аномально высоких концентраций различных форм серы, калия и бора (рис. 3.59). Этот факт чрезвычайно важен геохимически и минерогенически, поскольку такая избирательная локализация этих образований на миоценовом и пермском уровнях (не имеющая пока удовлетворительного генетического объяснения) служит основным фактором для заключения об эволюции состава океанических вод (главным образом роста ее сульфатности), как о причине этого явления. В свете сказанного при обсуждении этой и других подобных проблем представляется необходимым вводить палеотектонические показатели в число анализируемых факторов.

В целом очевидно, что наблюдаемые в течение фанерозоя вариации стратиграфического распределения различных геодинамических типов соленосных объектов влияют на вариации распределения геохимических типов галогенеза, геохимическую периодичность, специализацию отдельных эпох и тектонических зон.

Унаследованность размещения соленосных объектов. В размещении поясов и бассейнов соленакпления обнаруживаются отчетливые признаки их унаследованного развития по отношению к аналогичным объектам более ранних генераций. Структурно унаследованность предопределяется унаследованно-полициклическим характером развития тех подвижных поясов, которые контролируют распределение соленосных объектов (В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский и др.). Имеются и более конкретные вещественные свидетельства унаследованности галогенеза: наличие в субстрате погребенных ГФ либо их фрагментов, реликтов и разнообразных косвенных признаков былого присутствия – литолого-фациальных, парагенетических, геохимических, структурных (галокинетических), гидрогеохимических и т. д. Для современного (*s. str.*) галогенеза эти признаки выражены повсеместно и очень отчетливо: все его проявления практически всегда локализованы в ареалах распространения погребенных соленосных объектов. Для неогеодинамических поясов и бассейнов также обычно обнаруживается их преимущественная локализация в регионах былой соленосности. Это видно, в частности, при ретроспективных сопоставлениях рассмотренных выше глобальных историко-геодинамических схем, например, при сравнении рис. 3.58 с рис. 3.60. Обратим внимание лишь на два наиболее известных объекта. Так, миоценовый Средиземноморский пояс находится почти целиком в пределах более древнего (T_3-J_1) межконтинентально-рифтового соленосного пояса, связанного с заложением мезозойского Тетиса; сравнительно мелкие, но яркие проявления галогенеза Восточно-Африканской рифтовой системы (рис. 3.58) – в ареалах ее предшественников: внутриконтинентально-рифтового соленосного пояса T_3-J_1 и еще более древнего позднедокембийского коллизионного Мозамбикского, также, вероятно, соленосного (рис. 3.60, Г и А).

Что касается предшественников самих погребенных соленосных объектов, то хотя в виде мощных соляных толщ они обнаруживаются редко (все по той же причине их несохраняемости), однако фрагменты, реликты и косвенные признаки былой соленосности имеются почти всегда. (Правда, до последнего времени они практически не систематизированы и не могут служить ее однозначным показателем.)

* * *

Результаты историко-геодинамического анализа свидетельствуют, что основные пространственно-временные закономерности распределения соленосных тел отражают закономерности геодинамического развития. В том числе дискретно-периодический характер их распределения по стратиграфической шкале фиксирует стадияльно-циклический ритм глобальных и региональных геодинамических событий, структура и соотношение на каждом уровне – соотношение геодинамически активных элементов разных рангов, а унаследованность и многоуровенность – унаследованность и полициклическость геодинамического развития. А если так, то возрастные шкалы геодинамических событий (глобальных, региональных, локальных) и поэтапные картины размещения геодинамически активных зон могут служить ориентирами при прогнозировании уровней и зон вероятного размещения галогенных и сопряженных с ними образований. И наоборот, шкалы галогенных событий и палеокартины их пространственной локализации могут быть использованы в качестве

вспомогательных индикаторов уровней и зон проявления определенных геодинамических событий. Вероятные генетические причины рассмотренных эмпирически установленных закономерностей проанализированы в работе [Беленицкая, 1998].

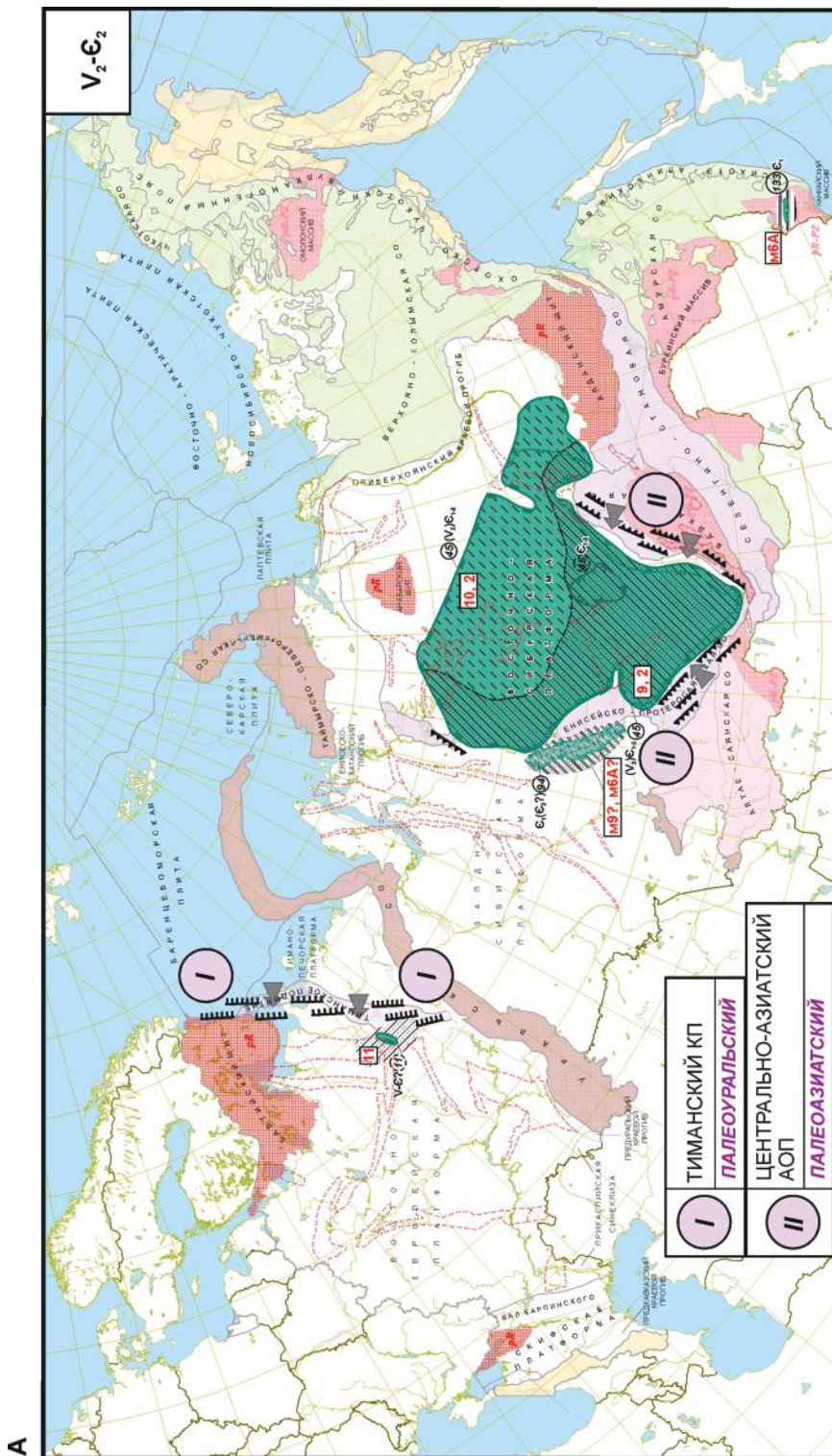
3.2.2. Палеогеодинамическая история и закономерности размещения галогенных формаций России

Стратиграфо-палеогеодинамический анализ галогенных формаций России. В обзоре ГФ России (раздел 3.1) один из обязательных элементов анализа составляли палеогеодинамические характеристики. Они входили в наборы показателей, отраженных на схемах корреляции, в реестрах ГФ, в характеристиках на картах и в текстовых описаниях. Систематизированная таким образом информация характеризует как особенности палеогеодинамического размещения индивидуальных ГФ, так и их пространственно-временные соотношения в структурных и палеотектонических подразделениях разного ранга.

Для обобщения и анализа материала и вывода закономерностей составлена серия схем размещения ГФ на территории России (рис. 3.61, А–Е). Набор таких упрощенных схематических карт-срезов, отражающих характер распространения ГФ разных вещественных и палеогеодинамических типов на основных стратиграфических уровнях соленакопления России, представляет следующие возрастные подразделения: V_2 – E_{1-2} , O_{2-3} – D_1 ; D_{2-3} – C_1 ; C_2 – P_2 , J_3 , N – Q . Основой служила Карта ГФ территории России. Для каждого среза нанесены все ГФ, развитые на этом уровне (в соответствии с легендой, принятой для Карты ГФ) – их границы, вещественные типы, возрастные и некоторые другие параметры. Дополнительно показаны (индексами и штриховыми знаками) палеогеодинамические типы обстановок, контролирующих размещение ГФ (в соответствии с принятой геодинамической классификацией). Кроме того, намечены важнейшие палеогеодинамические элементы, влиявшие на размещение конкретных ГФ на рассматриваемом этапе: окраинноконтинентальные приокеанические пояса (пассивно-окраинные, активноокраинные, коллизионные, связанные с раскрытием или замыканием тех или иных палеоокеанических бассейнов), их наименования, палеонапряжения сжатия (со стороны поясов палеоаккреции и палеоколлизии), проявления активности в палеорифтовых зонах и др. Общим структурным фоном служил ряд наиболее крупных и важных для анализа геоструктурных элементов.

Комплект таких стратиграфо-палеогеодинамических схем фиксирует обобщенную эволюционирующую картину размещения ГФ на территории России на разных возрастных срезах, а также структуру их палеогеодинамических соотношений на каждом из них и в их последовательностях.

Рассмотренные выше (рис. 3.60) глобальные палеогеодинамические реконструкции, отразившие последовательные кинематические картины мира и меняющееся на этом фоне положение соленосных бассейнов, намечают достаточно ясную картину и в отношении эволюционирующих кинематических ситуаций ГФ России.



A

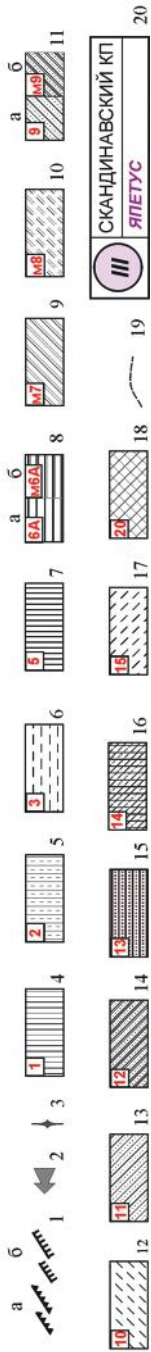
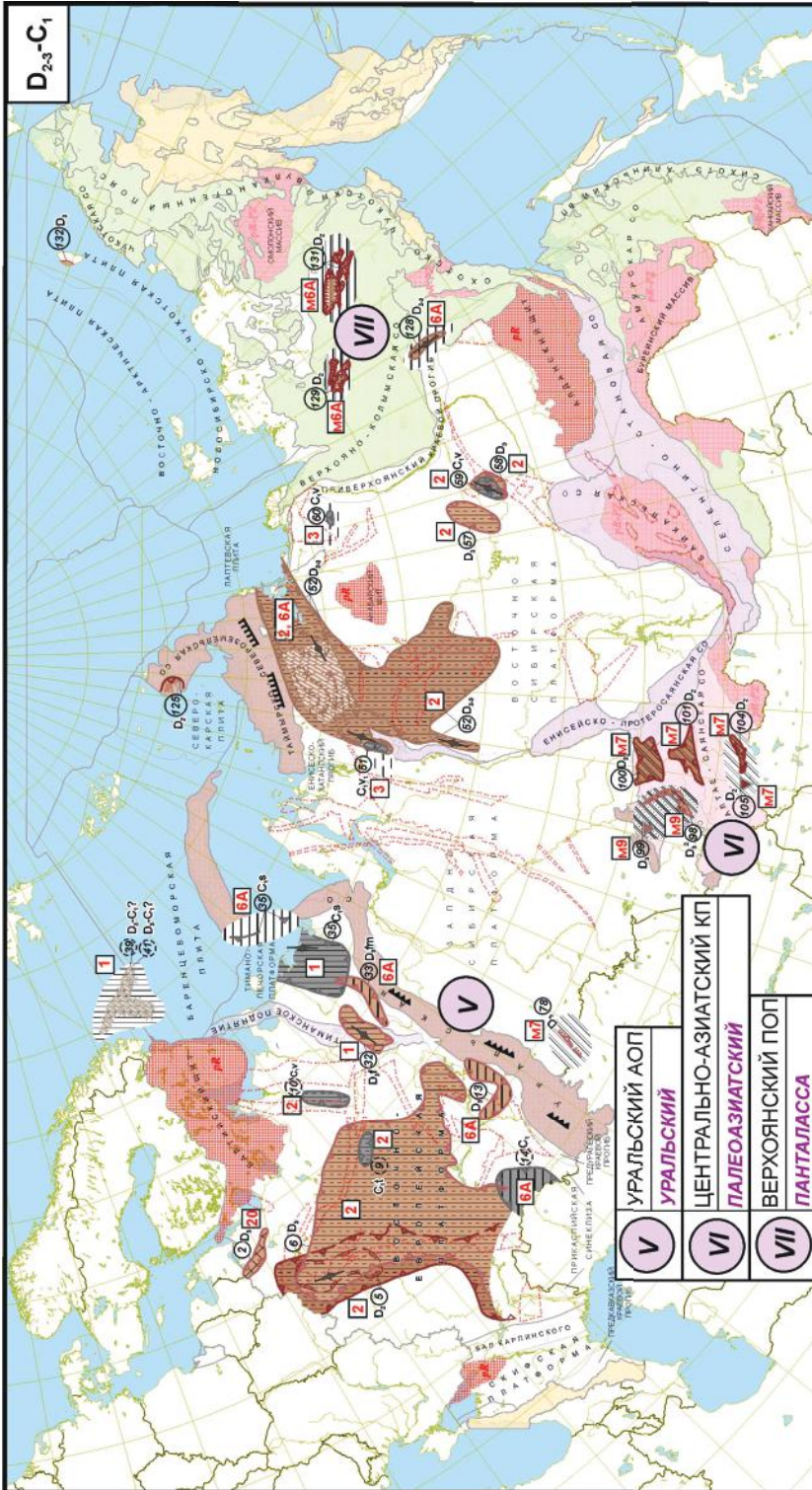
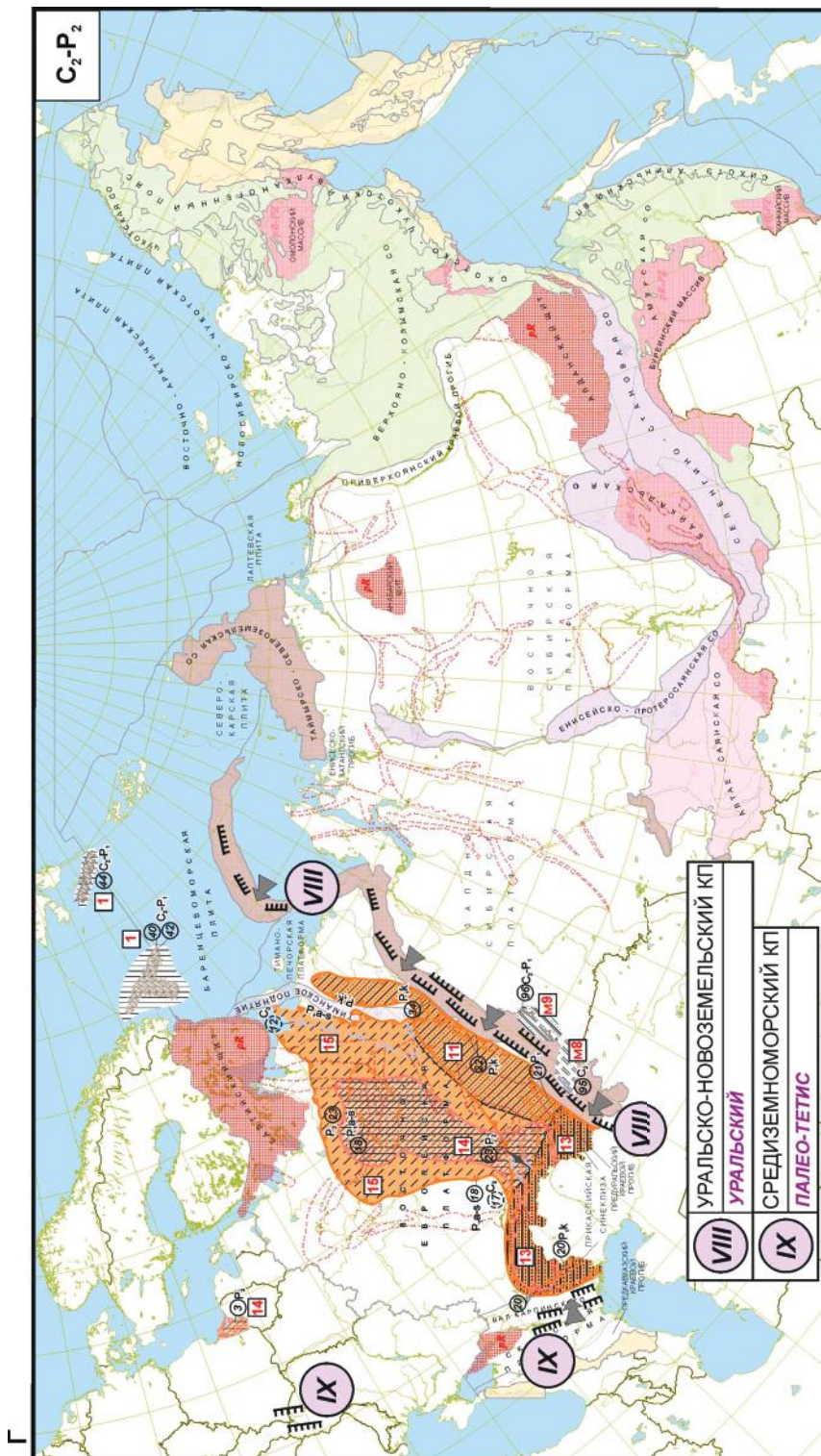


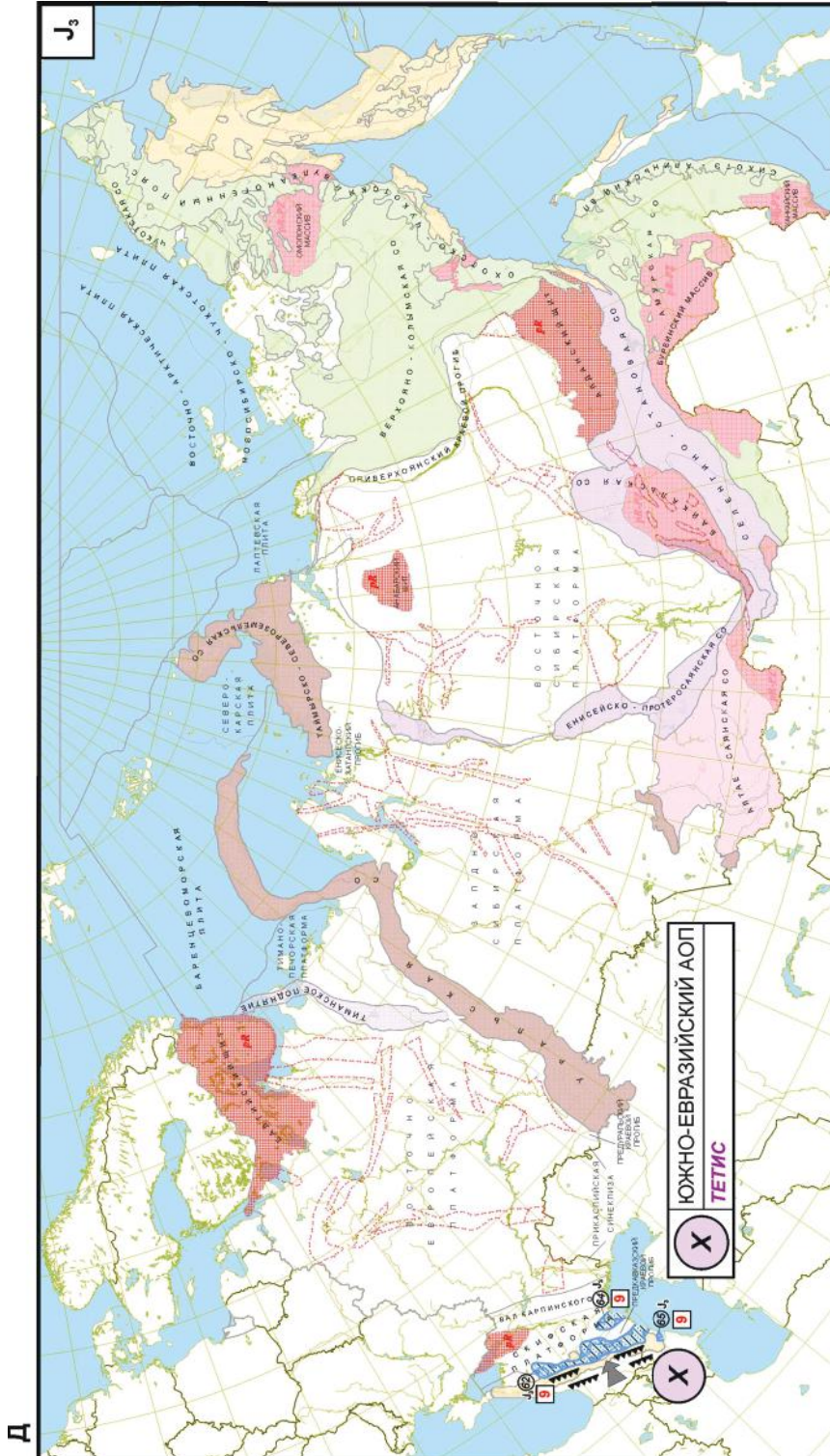
Рис. 3.61. Схемы размещения галогенных формаций разных палеогеодинамических типов на территории России на основных стратиграфических уровнях соленаккопления. Сост. Г. А. Беленицкая

1–3 — некоторые палеогеодинамические элементы, контролирующие размещение ГФ данного возраста: 1 — пояса палеоаккреции (а) и палеоколлизии (б), 2 — палеонапряжения сжатия (со стороны поясов аккреции и коллизии), 3 — проявления активности в палеорифтовых зонах на данном этапе; 4–8 — палеогеодинамические типы обстановок, контролирующих размещение ГФ, их цифровые индексы (заклучены в квадратные рамки) отвечают геодинамической классификации (табл. 3.3); при наличии в вертикальном разрезе двух ГФ показан тип верхней; для локальных (внемасштабных) и мелких ГФ крап их палеогеодинамических типов показан вокруг значков ГФ: 4, 5 — внутриконтинентально-рифтовые (4 — ранние, эпиколлизионные, доплитные, 5 — поздние, синплитные, 6 — надрифтовые, 7 — межконтинентально-рифтовые, 8 — активизированных пассивных окраин (а — континентов, бА, б — микроконтинентов, м6А); 9 — задуговые растяжения в связи с микроконтинентами, м7; 10 — задуговые окраинные микроконтинентов, м8; 11 — задуговые сжатия (а — краевые прогибы раннеорогенные, 9, б — внутренние впадины, м9); 12 — областей перисубдукционной активизации, 10; 13 — краевые прогибы коллизионных поясов, 11; 14 — внутренние впадины коллизионных поясов, 12; 15 — остаточные бассейны коллизионных поясов, 13; 16 — позднеколлизионно-рифтовые и остаточные впадины коллизионных поясов, 12; 17 — областей периколлизионной активизации, 15; 18 — внутриплитные эпиколлизионной активизации, 20; 19 — ориентировочные границы между разными палеогеодинамическими типами при их латеральном сочетании в контурах одной галогенной формации (чаще крапом показан только один определяющий тип); 20 — океанические бассейны и связанные с ними окраинно-континентальные пояса: слева — номер пояса, в числителе — название пояса и его тип (ПОП — пассивноокраинный, АОП — активноокраинный, КП — коллизионный), в знаменателе — название океанического палеобассейна. Остальн. усл. обозн. и отображение ГФ и основных структурных элементов отвечают Карте галогенных формаций территории России и легенде к ней (прил. 3.1, 3.2). См. продолжение рис. на с. 378–382

B







Используя эти два набора схем, выполненных для одинаковых возрастных срезов, попробуем воссоздать картину палеогеодинамической истории ГФ России и раскрыть ряд общих палеогеодинамических закономерностей их размещения.

Палеогеодинамическая история галогенных формаций России. Для анализа палеогеодинамической позиции ГФ территории России на фоне формирования и трансформации самой этой территории в ходе взаимодействия между континентальными литосферными блоками и океаническими бассейнами представляется удобным выделить три крупные группы областей (и поясов): 1) палеоконтиненты – их внутренние части; 2) окраиннопалеоокеанические – окраиннопалеоконтинентальные области, пограничные между палеоокеанами и палеоконтинентами; 3) внутripалеоокеанические. Условно будем называть эти три типа короче, соответственно внутриконтинентальные, окраинноконтинентальные и внутритрокеанические.

В составе внутриконтинентальных областей рассматриваются внутренние части континентов, удаленные от океанических обрамлений и слабо зависящие от их активности, т. е. области собственно внутриконтинентального, относительно автономного геодинамического развития; определяющим активным элементом и фактором развития этих областей являются внутриконтинентально-рифтовые системы (с которыми здесь и связано подавляющее большинство ГФ).

В составе окраинноконтинентальных палеопоясов рассматриваются области, занимающие пограничное положение между палеоокеанами и палеоконтинентами, включающие обширные территории окраин палеоконтинентов, с развитием которых соотнесены все палеообстановки (и все ГФ), последовательно возникавшие на эволюционировавших окраинах палеоконтинентов (от зарождения окраин как таковых до отмирания): бассейны меж- и окраинноконтинентальных рифтов, пассивных и активных окраин, областей аккреции и коллизии.

В группе внутритрокеанических областей важными элементами (помимо собственно океанов) являются палеомикроконтинентальные блоки и их окраины (которые собственно и контролируют размещение подавляющего большинства ГФ этой группы).

В современном геоструктурном плане территории России внутренние части разновозрастных палеоконтинентов в наибольшей мере (хотя и не полностью) соотносятся с внутренними областями современных платформ, разновозрастные окраиннопалеоконтинентальные пояса – с зонами сочленения платформ и складчатых областей (включая зоны складчато-надвиговых перекрытий), а внутripалеоокеанические области – с внутренними частями складчатых областей.

История формирования ГФ Северной Евразии тесно связана с сопряженной эволюцией ряда взаимодействующих пар палеоконтинент – палеоокеан. Среди палеоконтинентов наиболее крупные докембрийские Восточно-Европейский, Тимано-Печорско-Баренцевский, Сибирский и постгерцинский Евразийский аккреционный. Среди палеоокеанов, граничивших ранее с этими палеоконтинентами, наибольшее значение имели позднедокембрийский Палеоуральский, позднедокембрийско-палеозойские Палеоазиатский и Панталасса, палеозойские Уральский и Палеотетис и мезозойско-кайнозойский Тетис (Неотетис). Некоторое влияние оказывало также развитие более удаленных позднедокембрийско-палеозойских океанических бассейнов Япетуса и предполагаемой палеоокеанической

ветви Тессейра-Торнквиста. Каждый из палеоконтинентов в разное время и в разных своих частях был сопряжен с эволюцией разных палеоокеанов, определявших активность развития прилежащих к ним окраин. Например, у Восточно-Европейского палеоконтинента в позднедокембрийское время важные осадочные (и галогенные) события были связаны с окраинами Палеоуральского океана, отделявшего этот континент от Баренции (Тимано-Печорско-Баренцевского палеоконтинента), в раннем палеозое — с окраинами Япетуса и океанической ветви Тессейра-Торнквиста, в палеозое — Уральского и Палеотетиса. Аналогично и каждый из палеоокеанов оказывал в разное время и в разных своих частях воздействие на окраины разных палеоконтинентов.

Теперь для каждой из трех намеченных групп палеообластей и палеопоясов (и для каждого из их представителей) приведем краткий обзор характерных для них региональных особенностей палеогеодинамической позиции и эволюции ГФ. Рассмотрим последовательно внутренние части палеоконтинентов — Восточно-Европейского, Тимано-Печорско-Баренцевоморского, Восточно-Сибирского, Евразийского; окраинноконтинентальные (припалеоокеанические) палеопояса разных палеоокеанов — Палеоуральского, Палеоазиатского, Уральского, Палеотетиса, Панталассы, Тетиса (Неотетиса); внутриокеанические области тех же палеоокеанов.

Внутриконтинентальные области (внутренние части палеоконтинентов). На *Восточно-Европейском палеоконтиненте*, в его внутренних частях, удаленных от палеоокеанических бассейнов, соленосные формации установлены в пределах Московской и Волжско-Мезенской палеорифтогенных структур с ограниченной деструкцией коры. В Московском бассейне галититовая (слабокалиеносная) формация (ГФ 5, D₂ef₂) тяготеет к палеорифтогенной структуре, представленной системой кулисно расположенных грабенов с относительно ограниченной рассеянной деструкцией коры; образование формации связано с собственно рифтовой стадией развития этой структуры. В Волжско-Мезенском бассейне галититовая толща (ГФ 18, P_{1a-s}) находится в зоне сочленения звеньев Среднерусской и Волжачской палеорифтогенных систем, испытавших в раннепермское время инверсию, сопряженную с фазами сжатия в замыкающемся Уральском поясе; галогенез отвечает стадии инверсии. В обоих названных бассейнах соленосные комплексы обрамлены широким полем сульфатоносности.

Другие бассейны внутренних частей Восточно-Европейского палеоконтинента вмещают формации сульфатно-кальциевого (бессолевого) типа — Среднерусский, ГФ 8, O₂—S₁, Московский, ГФ 7, C_{3g}, Северо-Двинский, ГФ 10, C_{1v}, и др. Все они также контролируются активизированными палеорифтогенными структурами, но, как правило, менее значительными либо по масштабу, либо по активности на данном этапе. Контуров этих формаций (как и сульфатно-кальциевых градаций соленосных ГФ) часто распространяются далеко за пределы ограничений рифтогенных палеоструктур, в результате чего линейность выражена менее отчетливо, чем у соленосных комплексов.

Следует отметить, что уровни галогенеза в пределах рассмотренных (российских) частей Восточно-Европейского палеоконтинента коррелируются с таковыми в прилегающем с юга (за пределами России) Припятско-Днепровском авлакогене — одной из наиболее интересных и масштабных соленосных палеоструктур внутренних частей палеоконтинентов. Учитывая эталонную роль этой структуры и ее хорошую изученность, приведем

для сравнения некоторые черты ее соленосности [Рифогенные ... , 1990]. Рифтогенный комплекс авлакогена (D_2-P), слагающий основную часть чехла, вмещает ряд ГФ, отвечающих разным стадиям эволюции рифтогенной структуры (снизу вверх): I – собственно рифтовой, подстадиям морского рифта (D_2ef_2 , галититовая формация) и микроокеанической (D_3f_2-fm , наиболее мощная хлоридно-калиевая формация); II – стадии проседания (C_1s , формация сульфатно-кальциевого типа); III – инверсионной стадии (P_1 , формация сульфатно-калиевого типа). Положение ГФ в плане целиком контролируется грабеновыми структурами и ограничивающими их разломами, не распространяясь за их пределы. Возникновение каждой формации коррелируется с фазами тектонической активности авлакогена. Две из них, представленные наиболее мощными и полноразвитыми соленосными комплексами – хлоридно-калиевым, D_3 и хлоридно-сульфатно-калиевым, P_1 , отвечают двум основным максимумам активности авлакогена, соответственно растяжения и сжатия. Характерно, что образование двух мощных соляных толщ, присутствующих в разрезе верхнедевонской формации, в свою очередь сопоставляется с двумя фазами активности, а накопление подсолевой и межсолевой толщ с фазами относительного покоя. Верхнедевонская формация во времени и пространстве тесно сопряжена со щелочно-базальтовым вулканизмом, главные очаги которого располагались на границе Припятского и Днепровского грабенов, а зоны развития вулканогенных пород глубоко вдавались в пределы областей соленаккумуляции. В более молодых бассейнах надрифтовых впадин днепровской части структуры развиты формации сульфатно-кальциевого типа (J_3 , P_3^3) ограниченной мощности. Они локализованы в солянокупольных депрессиях, связаны с фазами галокинетической активности, в свою очередь сопряженными с фазами активности (сжатия) в прилегающем с юга подвижном поясе.

В пределах *Тимано-Печорско-Баренцевоморского палеоконтинента (Баренции)*, причленившегося в конце докембрия к Восточно-Европейскому в его внутренних частях, наиболее удаленных от активно развивавшегося палеозойского Уральско-палеоокеана, в разрезах палеозоя установлен ряд формаций сульфатно-кальциевого типа в интервале от O_3 до P (ГФ 28, $O_3a\delta$; 29, $S_{1,2}$; 30, $S_{1,2}$; 31, D_1 ; 32, D_3f_2 ; 35, C_{1s} ; 36, C_{2-3} ; частично 18, P_{1a-s}). Намечается пространственная связь ГФ с системой палеорифтогенных структур северо-западной ориентировки, переживавших в ордовикско-пермское время фазы активности, возможно, инициированные активностью Уральско-палеоокеана. Для основных уровней сульфатонакопления (O_3-D_1 , D_3-C_1 , C_{2-3} , P_1) отмечается корреляция с фазами тектонической активности.

В пределах Баренцевской плиты, в акватории Баренцева моря, ряд субаквальных солянокупольных бассейнов установлен в Приарктическом поясе палеозойских грабен-рифтовых структур, частично заходящих с запада на территорию России: Западно-Баренцевоморские – D_3-C_1 (ГФ 39, 41), C_3-P_1 (ГФ 40, 42) и Северо-Баренцевоморские, ГФ 43, $PZ_1?$, 44, C_2-P_1 . Возраст соленосных отложений соотносится с двумя возрастными интервалами повышенной активности этих структур – средне-позднекаменноугольно-раннепермским и позднедевонско-раннекаменноугольным (?), возможно, раннепалеозойским.

Во внутренних частях *Сибирского палеоконтинента* широко распространена верхневендско-среднекембрийская ГФ Восточно-Сибирского бассейна, занимающая весь южный угол палеоконтинентального блока

и прилежащие внутриконтинентальные области. Эта ГФ контролируется комбинацией разнотипных палеогеодинамических элементов (краевые прогибы сходящихся активноокраинных поясов, бассейны перисубдукционных областей, а также внутриконтинентальные рифтогенные системы), однако поскольку доминантой среди них являлись прогибы окраинноконтинентальных (активноокраинных) поясов, эту формацию рассматриваем в их составе.

В собственно внутренних частях палеоконтинента крупнейшей относительно автономной соленосной структурой является Вилюйский авлакоген (рис. 3.45), который для территории России может служить эталоном соленосного объекта данного типа. Как уже отмечалось, авлакоген представляет собой среднепалеозойскую палеорифтовую систему, образующую одну из ветвей трехлучевого сочленения с Верхоянской среднепалеозойской системой, имеет сложное горст-грабеновое строение с амплитудами смещения до 6–7 км. ГФ известны в пределах двух грабенов – Кемпендяйском и Ыгыаттинском, значительную часть выполнения которых составляют вулканогенно-осадочные образования рифтогенного комплекса ($D-C_1$). Основной фран-фаменский интервал галогенеза, представленный мощной галититовой (по нашему мнению, возможно, калиеносной) формацией (ГФ 58) в Кемпендяйской впадине и сульфатно-кальциевой в Ыгыаттинской (ГФ 57), отвечает собственно рифтовой стадии эволюции структуры – главному этапу тектоно-вулканической активности Вилюйской палеорифтовой системы. Галогенез протекал здесь на фоне интенсивной вулканической деятельности и для него характерна еще более тесная, чем в Припятско-Днепровском авлакогене, ассоциация с мощнейшим синхронным вулканизмом. Ниже по разрезу в ыгыаттинской части структуры известна, а в кемпендяйской предполагается еще одна соленосная формация (ГФ 56, $S_2-D_1?$), отвечающая инверсионной стадии предшествующего цикла активности рифтовой структуры и заключительным фазам каледонского орогенеза в Байкало-Патомской области. В обеих впадинах, как отмечалось, вероятно наличие остаточных (?) фрагментов кембрийской соленосной формации (ГФ 45), возможно, имевшей в них значительное распространение.

Соленосные среднепалеозойские формации широко представлены также на северо-западе и севере Сибирской платформы в пределах Тунгусско-Хатангской системы субмеридиональных и субширотных палеорифтогенных структур: Туруханско-Норильской, Таймырско-Хатангской и северных звеньев Западно-Анабарской. (Палеогеодинамическую позицию части из них следует, по-видимому, соотносить с рифтогенными осложнениями активизированных пассивных окраин.) Здесь, как и в Вилюйском авлакогене, значительные соленосные формации развиты на двух уровнях. Нижний (ГФ 50, D_1z), вероятно, менее масштабный, отвечает инверсионной стадии более раннего (каледонского) цикла активности, а верхний (ГФ 52, $D_{2ef}-D_{3fm}$) – собственно рифтовой, синхронной этапу крупнейшего средне-верхнедевонского рифтогенеза. Для верхней формации характерна ассоциация с магматическими образованиями трапповой природы, в том числе синхронными девонскому рифтогенезу.

Заметим, что приведенная палеогеодинамическая интерпретация соленосных бассейнов северо-запада платформы как внутриконтинентальных рифтов далеко не единственно возможная, поскольку исходит из представления, что среднепалеозойские границы Сибирского палеоконтинента

проходили на данном участке на некотором удалении (соответственно к западу и к северу) от этих структур (т. е. на удалении и от близких к ним современных границ платформы). Между тем, вопрос о положении палеограниц решается неоднозначно. Если в соответствии с другим решением вопроса проводить их непосредственно вблизи современных границ платформы, то и соленосные бассейны следует соотносить с окраинноконтинентальными поясами, сопряженными с палеоокеаническими обрамлениями, — пассивными окраинами (с их активизированными зонами) и/или с краевыми прогибами.

Такого рода два разных варианта интерпретации применимы и к ряду других бассейнов, смещенных к окраинам современных платформ. Многие из них контролировались палеорифтогенными системами, закладывавшимися параллельно деструктивным краям палеоконтинентов, на некотором удалении от них, развиваясь резонансно с событиями, происходившими на этих «краях» (сначала с дивергентными, затем с конвергентными). Л. И. Лобковский и В. Е. Хаин (1989) привлекли внимание к существованию таких рифтогенных систем, возникающих сопряженно с деструктивными процессами на окраинах и способных в случае их прогрессирующего развития привести к полному отколу континентальных полос (микроконтинентальных блоков). Нечеткость палеогеодинамической интерпретации таких систем в тех случаях, когда полный разрыв континентальной коры не произошел, в большой мере усиливается тем обстоятельством, что в ходе конвергентных процессов полосовидные континентальные блоки, отделяющие эти системы от собственно краев континентов, часто в значительной мере перекрываются складчато-надвиговыми комплексами, а сами палеорифтогенные системы оказываются в непосредственной близости к надвиговым фронтам, которые ныне обычно и рассматриваются в качестве окраин платформ. Палеорифтогенные системы такого типа, располагающиеся недалеко от окраин континентов и развивающиеся резонансно дивергентным и конвергентным процессам на этих окраинах, для соленосных формаций имеют очень большое значение. Особенно важны участки пересечения этих систем с рифтогенными зонами других направлений, как это имеет место в Тунгусско-Хатангской системе. Вероятно, к этому же типу принадлежали и основные звенья обсуждаемой ниже Бузулукско-Прикаспийской системы на окраине Восточно-Европейского континента. В принципе с тех же позиций можно подходить и к другим рифтогенным системам, в том числе и собственно внутриконтинентальным: большинство из них субпараллельно деструктивным и/или конструктивным краям палеоконтинентов, хотя и находится на несколько большем удалении от них, но также обнаруживает резонансные связи с развитием окраин (например, Припятско-Днепровский авлакоген в девонско-пермское время).

Бассейны, вмещающие ГФ бессолевого — сульфатно-кальциевого — типа, развитые во внутренних частях Сибирского палеоконтинента (Нижневилюйский, ГФ 47, O_{2-3} , Лено-Енисейский, ГФ 48, O_{2-3} , Кютингдинский, ГФ 60, C_{1v} и др.), также контролируются палеорифтогенными структурами, обычно менее значительными по масштабу или по активности на данном этапе. Линейность распространения этих ГФ нередко выражена менее отчетливо, чем у соленосных, поскольку их контуры распространяются за пределы ограничений рифтогенных палеоструктур.

Во внутренних частях *Евразийского эпигерцинского аккреционного палеоконтинента* (в России — современной Скифской эпигерцинской

платформы) погребенные ГФ пока не установлены. Значительное развитие здесь имеют голоценовые озерно-континентальные отложения хлоридно- и сульфатно-натриевого типов, формированию которых, вероятно, способствует влияние тектонической активности, проявляющейся в прилегающих с юга удаленных частях альпийского пояса.

Окраинноконтинентальные (окраиннопалеоконтинентальные, припалеоокеанические) палеопояса. На территории России окраинноконтинентальные пояса осадконакопления подчинены развитию разных палеоокеанов. Так, с Палеоуральским океаном связан *Припалеоуральский (Тиманский)* пояс; с Палеоазиатским – *Припалеоазиатский (Центрально-Азиатский)*; с Уральским – *Приуральский (Уральско-Новоземельский)*, с Палеотетисом – *Припалеотетисный (Средиземноморский)*, с Палео-Тихоокеанским (Панталассой) – *Припанталасский (Верхоянский)*, с Тетисом (Неотетисом) – *Притетисный (Альпийско-Гималайский)*. Возрасты поясов коррелируются с возрастами океанических бассейнов (или их ветвей).

ГФ известны в Припалеоуральском позднекембрийском окраинноконтинентальном палеопоясе, очень широко и мощно представлены в Припалеоазиатском и Приуральском палеозойских (два последних по сути являются окраинными поясами двух ветвей одного Уральско-Палеоазиатского океанического палеобассейна, пограничных соответственно с Восточно-Сибирским и Восточно-Европейско-Баренцевским палеоконтинентами), более ограниченно (на территории России) в Припалеотетисном и Припанталасском палеозойских и в Притетисном мезозойско-кайнозойском.

Припалеоуральский (Тиманский) окраинноконтинентальный пояс Палеоуральского палеоокеана. Позднекембрийский Палеоуральский океан, вероятно, разделял Баренцию и Восточно-Европейский кратон до их коллизии в конце венда. С его замыканием связано образование мощной галититовой (возможно, калиеносной) формации (ГФ 11, V₂–Є?) в Предтиманском краевом палеопрогibe в бассейне форланда, возникшем на фронте Тиманского коллизионного шва. Формация изучена в единичных прорванных диапирах, где ее мощность более 1200 м (возможно, до 2–3 км), а в пределах более протяженной полосы прослежена геолого-геофизическими методами. Как уже отмечалось, ГФ первоначально датировалась как позднедевонская (или даже пермская), однако новые данные позволяют считать более вероятным ее возраст поздневендско-кембрийским. По-видимому, соли этого возраста могут иметь весьма широкое распространение в протяженном Предтиманском краевом палеопрогibe.

Припалеоазиатский (Центрально-Азиатский) окраинноконтинентальный пояс связан с сибирскими окраинами Палеоазиатского океана. В пределах палеоокраины, на юге современной Сибирской платформы, в Восточно-Сибирском бассейне, располагается мощная (до 2,0–2,5 км, иногда более) верхневендско-среднекембрийская ГФ 45 хлоридно-калиевого типа, по общей площади и объему солей принадлежащая к числу крупнейших в мире. В современной структуре формация занимает выступающий к югу обширный угол блока, ограниченный двумя сходящимися ветвями складчатых сооружений, и простирается к северу далеко за его пределы. Вдоль окраинных частей блока тянутся палеопрогибы, а его внутренние участки разбиты палеорифтогенными структурами (прослеженными или предполагаемыми). И тем и другим соответствуют максимумы мощности солей. Стратиграфический интервал галогенеза коррелируется с поздне-

байкальской и салаирской фазами диастрофизма, проявившимися вдоль обеих ветвей обрамлений.

Общая палеогеодинамическая и палеогеографическая ситуация в регионе рисуется, как уже частично отмечалось, следующим образом (рис. 3.42). В рифее рассматриваемые области юга Сибирского палеоконтинента представляли собой пассивные окраины, а вся его площадь была покрыта морем. Вблизи палеоконтинента или на разном удалении от него располагался ряд микроконтинентов – Баргузинский, Тувинско-Монгольский, Томский, вероятно, Канский, отделенные от него и друг от друга глубоко-водными морями-проливами, возможно, рифтогенной природы. В пределах некоторых микроконтинентов также преобладал пассивноокраинный режим с существенно карбонатным типом седиментации. Далее в сторону океанических пространств помещались зоны субдукции и вулканические дуги Витимская, Тувинская, Минусинская и др. В конце венда – в кембрии произошли столкновения вулканических дуг с микроконтинентами, сближение и закрытие разделивших их ранее глубоководных морей-проливов и смена вдоль всей окраины пассивноокраинного режима активноокраинным. К этому же времени Л. П. Зоненшайн с соавторами [1990] относит окончательное присоединение к Сибирскому палеоконтиненту Алданского щита. На фронте волн сжатия уже в пределах континентальных частей палеоокраин формировались раннеорогенные краевые прогибы, с которыми и связаны многие депоцентры галогенных комплексов (в их современном сохранившемся и, по-видимому, значительно сокращенном ареале). Таким образом, геодинамической предпосылкой и фоном для процессов галогенеза служила смена относительно стабильного пассивноокраинного режима растяжения и прогибания, преобладавшего вдоль рассматриваемых окраин континента и микроконтинентов в позднем докембрии, активноокраинным режимом преобладающего сжатия. По времени галогенез отвечает интервалу такой смены. Ее литогеодинамическим выражением было замещение системы осадочных бассейнов пассивных окраин континентов и микроконтинентов и разделявших их рифтогенных (?) прогибов системой дискретно развивавшихся раннеорогенных бассейнов сжатия, с двух сторон смещавшихся в направлении внутренних частей континентальных окраин. Галогенные комплексы по периферии континентального блока перекрывают пассивноокраинные отложения, а в его внутренних частях внутриконтинентальные. Самые периферические части галогенных комплексов, возможно, ранее перекрывавшие батимальные части пассивных окраин, были уничтожены вместе с последними. Это могло произойти частично уже в ходе синседиментационных центростремительных деформаций, а частично в более позднее время.

Для общей палеогеографической ситуации, на фоне которой осуществлялся кембрийский галогенез, были характерны следующие особенности. Морские бассейны устойчиво покрывали практически всю рассматриваемую территорию как в предгалогенное время, так и в период галогенеза. Это была система нечетко разграниченных окраинных котловинных и относительно мелководных морей, образующих зону перехода от собственно океанического пространства к континентальному, но также залитому морем. Характерно, что морем в значительной мере были залиты и бывшие микроконтинентальные блоки, которые лишь в дальнейшем частично приобрели характер островной суши. Таким образом, преобладание морских условий было особенностью всей этой обширной окраинноконтинентальной

системы. Галогенез (в своих сохранившихся контурах) был связан с морским бассейном, располагавшимся над континентальной частью этой системы. В пред- и межгалогенное время в нем преобладала карбонатная, существенно доломитовая седиментация, сопровождавшаяся биогермообразованием в пределах обрамлений, в меньшей мере во внутренних зонах. Перед каждой фазой галогенеза бассейн пульсационно осложнялся прогибами некомпенсированного типа, возникновению которых отвечало начало галогенеза, прерывающего биогермно-карбонатное осадконакопление.

Приведенная трактовка палеогеодинамической и палеогеографической обстановок периода кембрийского галогенеза отличается от ряда принятых представлений о них как о единых тектонически стабильных мелководно-шельфовых эпиконтинентальных морях (а тем более как о лагунных). Дополнительным подтверждением справедливости изложенной трактовки может служить выявление в последние десятилетия (в результате переоценки геофизических материалов) в подсолевых отложениях участков (реликтов) океанической коры. Они установлены в западной части территории к востоку от Енисейского края в крупном прогибе с очень большой (до 8–10 км) мощностью осадков. Это позволяет более уверенно говорить о существовании здесь палеоструктур типа котловинных окраинных морей.

Палеогеодинамическая ситуация юга (в современных координатах) Сибирской платформы на начало галогенеза сопоставима (зеркально) с наблюдаемой ныне вдоль северо-восточного Тиморско-Арафурско-Коралловоморского обрамления севера и северо-запада Австралийского континента, представленного сочетанием обширных шельфовых морей, опущенных и деструктурированных континентальных блоков (микроконтинентов), глубоководных впадин разной тектонической природы и обрамляющих всю систему зон субдукции (рис. 3.58). Обе ситуации отражают разные стадии перехода от пассивноокраинных обстановок к активноокраинным как в пространстве, так и во времени. Обращает на себя внимание еще один очень выразительный и важный элемент сходства седиментологического плана: широчайшее распространение в обоих случаях сочетаний карбонатных платформ и рифогенных комплексов. В пределах австралийских окраин оба они представляют собой наиболее масштабные образования такого типа на современном лике Земли (Квинслендский шельф, Большой Барьерный риф) и хорошо сопоставимы с аналогичными пред- (и меж) галогенными образованиями кембрийского палеоландшафта Сибирского континента и прилегающих микроконтинентов (рис. 3.42).

Приуральский (Уральско-Новоземельский) окраинноконтинентальный пояс пространственно сопряжен с Уральской ветвью Уральско-Палеоазиатского палеоокеана. Занимает обширные территории в пределах палеоокраин двух объединившихся (в результате позднекембрийской коллизии) континентальных блоков – Восточно-Европейского и Баренцевского. ГФ распространены в бассейнах двух классов, отвечающих соответственно заложению и замыканию Уральского океана, – межконтинентально-рифтового и коллизионного. Формации первого представлены весьма ограниченно в одном северном Косью-Роговском бассейне, где в пределах раннепалеозойской рифтогенной палеоокраины Уральского палеоокеана в основании пассивноокраинного шельфового известняково-доломитового комплекса (S_1-D_1) вскрыта галититовая формация (ГФ 37, $O_3-S_1?$) мощностью до 800 м. В настоящее время это единственный в пределах

Северной Евразии установленный (сохранившийся) представитель палеозойских ГФ данного класса.

ГФ коллизионного класса распространены широко вдоль всей Уральской палеоокраины и выражены наиболее масштабно (что в большой мере определяется их хорошей сохранностью, в свою очередь обусловленной тем, что в данном поясе это была последняя высокоактивная фаза геодинамического развития). Их протяженный пояс представлен крупнейшими ГФ в остаточном (или остаточно-рифтовом) Прикаспийском бассейне (ГФ 20, P₁k) с Бузулукским рифтогенным ответвлением (ГФ 23, P₂kz₂) и в цепочке бассейнов Предуральского краевого прогиба (ГФ 21, 22, 34, P₁k). Прикаспийский бассейн вмещает мощнейшую (до 3–5 км) кунгурскую формацию хлоридно-сульфатно-калиевого типа – одну из крупнейших в мире, а впадины Предуральского прогиба – формации хлоридно-калиевого типа (на юге Бельского бассейна также сульфатно-калиевого) мощностью до 400–600 м и более (см. профили и планы бассейнов в разделе 3.1).

Показательна ландшафтно-тектоническая ситуация рассматриваемых бассейнов на этапе галогенеза, частично уже охарактеризованная при описании ГФ. К началу галогенеза в Прикаспии существовала остаточная глубоководная (2–3 км или даже более) котловина с субокеанической корой, возникшей, по одной из точек зрения, в позднем девоне(?) в результате откола крупнейшего Гурьевского микроконтинентального блока [Зоненшайн и др., 1990], а в Предуралье – цепочка узких котловинных бассейнов, новообразованных на фронте наступающих надвигов Уральского коллизионного орогена. Бассейны имели рифогенные обрамления, особенно масштабные вдоль склонов и внутренних поднятий Прикаспийской впадины. (Именно их анализ служит одним из важных источников информации о значительных глубинах предгалогенных палеобассейнов.) Со стороны растущих орогенов к котловинным бассейнам примыкали мощные комплексы терригенных накоплений (частично отлагавшиеся и в бассейнах), которые формировались за счет разрушения наступающих с востока покровно-надвиговых сооружений. Во внутренних областях котловинных бассейнов формировались относительно маломощные депрессионные отложения, часто с повышенной углеродистостью. Выполнение всех глубоководных впадин мощнейшими соляными комплексами произошло геологически быстро, не прерываясь ни нормально-морским, ни континентальным осадконакоплением. Оно осуществилось на фоне интенсивных напряжений преобладающего сжатия: в краевых прогибах однонаправленного со стороны Урала, а в Прикаспийской впадине двустороннего, еще и с юга со стороны Донецко-Карпинского фронта надвигов.

Система пермских Предуральско-Прикаспийских коллизионных соленосных бассейнов представляет собой близкий аналог неогеодинимической (неоген-четвертичной) Предзагросско-Средиземноморской системы Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. Эти две полосовидные системы хорошо сопоставляются как по особенностям геодинамической и ландшафтно-седиментационной ситуаций, так и по структурно-вещественным параметрам галогенных и парагенных им комплексов. Наиболее интересны сопоставления Прикаспийского и Восточно-Средиземноморского бассейнов. Для того и другого характерны сходные сочетания разнообразных ландшафтно-тектонических обстановок (глубоководные бассейны с субокеанической корой, остаточные фрагменты пассивных

континентальных окраин, эволюционирующие складчато-надвиговые зоны, фронтальные прогибы и др.) и однотипные наборы (макропарагетезы) отвечающих этим обстановкам осадочных образований как самих галогенных толщ, так и сопряженных с ними комплексов, развитых в их основании и в обрамлениях (депрессионные, рифогенные, турбидитные, предгорные и др.). Максимальное сходство обнаруживают сами соляные толщи – кунгурская (в Прикаспийском бассейне) и мессинская (в Средиземноморском): обе они принадлежат к одному, притом достаточно редкому геохимическому типу сульфатных магниево-калиевых солей, и сопоставимы по мощности, площади, экстремальной выраженности солянокупольной тектоники, характеру рудно-геохимической специализации.

Возможно, в пределах Прикаспийского бассейна широко распространена также и верхнепермская (казанская) соленосная формация (ГФ 23, P_2kz_2), в настоящее время изученная в основном лишь в Бузулукском палеобассейне, открывавшемся в позднепермское время с севера в Прикаспийский. Палеогеодинамическая интерпретация Бузулукского палеобассейна в палеозое допускает два решения (по сути вовсе не взаимоисключаемые). Он может рассматриваться либо как поздний периферический элемент коллизионного пояса – остаточного-рифтового бассейн, либо уже как часть внутриконтинентальной структуры, а именно, Вятско-Бузулукско-Кушумской палеорифтогенной субмеридиональной системы, параллельной Уральскому поясу. Во второй интерпретации область накопления верхнепермской формации (особенно ее северных участков) сопоставляется с инверсионной стадией развития внутриконтинентально-рифтового бассейна, в свою очередь также отражающей одну из фаз коллизионной активности в приближающемся с востока Уральском поясе. Такого рода разные варианты интерпретации палеотектонической позиции ГФ, выше уже обсуждавшиеся в отношении девонских формаций Тунгусско-Хатангской системы на севере Сибирского палеоконтинента, где они оказались в непосредственной близости к фронту надвиговых покровов, применимы и к ряду других бассейнов, смещенных к окраинам континентов.

Помимо рассмотренных ГФ межконтинентально-рифтового и коллизионного классов, в пределах Приуральской палеоокраины Восточно-Европейско-Баренцевского континента довольно широко распространены пассивноокраинные бассейны, для которых характерны формации сульфатно-кальциевого типа. Они развиты вдоль всей палеоокраины, локализуясь преимущественно в ее деструктурированных участках, и связаны с существенно карбонатными шельфовыми комплексами типа карбонатных платформ. ГФ установлены в интервале от силура до позднего карбона. Основные уровни сульфатонакопления в северной части окраины, в Печорском и Печорско-Новоземельском бассейнах – S_2d (ГФ 38), D_3fm_2 (ГФ 33), C_1s_{1-2} (ГФ 35), а в центральной и южной зонах, в Приуральском и Бузулукском бассейнах – D_3fm_2 (ГФ 13), C_1v_3 , (ГФ 14), C_1s (ГФ 15), C_2m_2 (ГФ 16), C_2g (ГФ 17). Все эти уровни коррелируются с эпизодами геодинамических перестроек разного масштаба в прилегающих областях Уральского палеоокеана и с отвечающими им фазами активизации на палеоокраине.

Припалеотетисный (Средиземноморский) окраинноконтинентальный пояс связан с Южно-Евразийскими палеоокраинами палеозойского Палеотетиса – палеоокеанического бассейна, простиравшегося от средне-европейских герцинид на западе до Тянь-Шаня, Памира и далее на юго-

восток. На территории России с эволюцией Палеотетиса и его тектоническим влиянием в разной мере связано образование ГФ в двух соленосных бассейнах — Прибалтийском и Прикаспийском, в обоих случаях с его замыканием. ГФ Прибалтийского бассейна представляет собой восточное звено крупнейшей цехштейновой формации Центрально-Европейского бассейна ($P_2\check{z}$) редкого сульфатно-калиевого типа, весьма характерного для пермского времени и именно для коллизионных ситуаций. Депоцентры цехштейнового соленосного бассейна (расположенные вне территории России) отвечают системе палеопрогибов, по-видимому, частично остаточных, но главным образом поздне- и постколлизионно-рифтовых, новообразованных или активизированных (регенерированных), составлявших северные звенья Западно-Европейской пермско-раннемезозойской рифтовой системы. Их развитие происходило на фоне с одной стороны завершающих фаз коллизии в герцинском поясе, а с другой, ранних стадий раскрытия Атлантики. Таким образом, пермская история галогенеза отражает сочетание поздних фаз коллизионных процессов с наиболее ранними фазами постколлизионного рифтогенеза.

Другая масштабная ГФ, также частично связанная с развитием Палеотетисного пояса и его замыканием, — кунгурская ГФ Прикаспийского бассейна рассмотрена в ареале влияния Уральского океана в составе Приуральского окраинноконтинентального пояса. Со стороны палеотетисного пояса не меньшее влияние испытывали южные части Прикаспийского бассейна.

Более широко на территории припалеотетисного окраинноконтинентального пояса ГФ распространены за пределами территории России [Рифогенные ... , 1990].

Припанталасский (Верхоянский) окраинноконтинентальный пояс связан с одной из ветвей палеозойского океанического бассейн Панталассы, определявшего эволюцию палеозойской пассивной окраины Сибирского палеоконтинента в пределах нынешнего Верхоянско-Колымского региона. С деструктивно-рифтогенными процессами (и структурами) в пределах этой палеоокраины сопряжено образование сульфатоносных формаций в Сетте-Дабанском (ГФ 127, S_2ld-p , ГФ 128, $D_2\check{z}v-D_3f$), а также, возможно, в Тас-Хаях-Тахском (ГФ 129, $D_2ef_2-\check{z}v$) и Омудевском (ГФ 130, S_2p , ГФ 131, $D_2ef_2-\check{z}v$) бассейнах. Два последних ныне располагаются в пределах одноименных тектонических блоков, интерпретируемых как террейны, но имеющих, вероятно, сибирские «корни» [Зоненшайн и др., 1990]. Не исключено, что образование сульфатоносных формаций как раз и было сопряжено с фазами частичного или полного откалывания самих этих блоков от пассивной окраины Сибирского палеоконтинента, которое скорее всего произошло в ходе среднепалеозойского рифтогенеза и особенно в пределах ее наиболее утоненных краевых частей. Во всяком случае анализ пространственных и стратиграфических соотношений этих формаций безусловно может дать дополнительную информацию для определения времени и места откола блоков, т. е. для установления их «родственных» генетических и парагенетических связей как с материнскими континентами, так и между собой.

Притетисный (Альпийско-Гималайский) окраинноконтинентальный пояс связан с северными окраинами мезозойско-кайнозойского Тетиса (Неотетиса). На территории России соленосные бассейны распространены ограниченно, однако за ее пределами они развиты широко и масштабно

и при этом хорошо сохранились. Поэтому их характеристики весьма важны.

Все ГФ, известные на территории России, представляют трансрегиональные уровни галогенеза — наиболее масштабный позднеюрский, неоген-четвертичный и менее выраженные ранне- и позднемиоценовые. ГФ позднеюрского уровня образуют прерывистые субширотные полосы вдоль простирающегося пояса, в том числе вдоль его северной окраины от Предобруджинского краевого прогиба через Крым, предкавказские прогибы, Амударьинский и Южно-Таджикский бассейны до Памира. Мощные (до 1–2 км) калиеносные и, возможно, калиеносные комплексы (J_3km-tt) присутствуют здесь в крупных бассейнах: Предкавказском (на территории России) и Амударьинском. В пределах всей полосы устанавливается сходная палеогеодинамическая позиция бассейнов галогенеза: они возникли в пределах Евразийского активноокраинного пояса островодужного типа и были реакцией на сближение и столкновение с континентальной окраиной южных микроконтинентов, с полным или частичным закрытием разделявших их ранее окраинных спрединговых морей, составлявших северную ветвь Тетиса, и с формированием вдоль окраины на ее погруженных тыловых участках системы раннеорогенных краевых прогибов (задуговых бассейнов сжатия), субсинхронных между собой стратиграфически и синфазных геодинамически (В. Е. Хаин). Осадочные образования этих бассейнов, включающие ГФ, вошли в состав плитных мегакомплексов молодых Скифской и Туранской платформ.

В меловых отложениях в Предкавказье ограниченно представлены ГФ сульфатно-кальциевого типа: Предкавказский (ГФ 63, K_1v) и Махачкалинский (ГФ 66, K_2). Они формировались в пределах периферических частей активноокраинного пояса, преимущественно в области перисубдукционной активизации, в сфере удаленного влияния геодинамической событий, происходивших в это время южнее.

ГФ неоген-четвертичного уровня уже рассматривались в специальном обзоре неогеодинимических соленосных образований Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. В российской части северной палеоокраины этого пояса находятся лишь миоценовые ГФ Предкавказских краевых прогибов: сульфатно-кальциевая Индоло-Кубанского бассейна (ГФ 61, N_1^2) и фрагмент галититовой Сунженского (ГФ 67, N_1^2).

В пределах еще более дальней северной периферии пояса с относительно ограниченным влиянием коллизионных событий довольно широко распространены рассеянные и в основном небольшие по масштабу проявления озерно-континентальных и лагунных отложений пестрого состава с широким участием типоморфных для них сульфатно-натриевого и более редкого карбонатно-натриевого типов. Наиболее интересны в этой области отложения Приазовской, Манычской, Приказахстанской и Кулундинской групп.

Во внутренних областях подвижных поясов ГФ и их фрагменты установлены преимущественно лишь в *Уральском* (Уральско-Новоземельском) и в *Центрально-Азиатском* поясах в возрастном интервале от девона до перми. Сведения о более древних галогенных образованиях отсутствуют, что естественно, поскольку в условиях наблюдаемой сложной тектонической нарушенности додевонских осадочных комплексов возможность их сохранения крайне низкая. Все известные соленосные образования связаны с палеомикроконтинентальными блоками — Тувино-Монгольским и Ка-

захстано-Северо-Тяньшанским (за пределами России), с разными стадиями их эволюции. Соленосные формации установлены преимущественно в задуговых бассейнах, которые развивались на фоне вторично-рифтовых прогибов растяжения, широко проявившихся здесь в средне-позднедевонское время [Зоненшайн и др., 1990]. В пределах Тувино-Монгольского микроконтинента это Тувинский бассейн с калиеносной формацией (ГФ 104, $D_2ef\text{-}z\nu_1$), ассоциирующей с вулканогенно-осадочными комплексами. Поскольку речь идет о блоке, к этому времени уже присоединившемся к окраине Сибирского континента, то можно говорить и о связи бассейна с новообразованной аккреционной окраиной пояса. В пределах Казахстано-Северо-Тяньшанского микроконтинента этого же пояса (уже на территории Казахстана) в грабенообразных прогибах Чу-Сарысуйской впадины соленосные формации, помимо позднедевонского уровня, распространены на пермском, где связаны с завершающими фазами коллизии и формированием поздне- или постколлизийных прогибов.

Помимо соленосных, во внутренних частях тех же поясов установлен ряд формаций (чаще их фрагментов) сульфатно-кальциевого типа того же возрастного интервала ($D_{2-3}\text{-}P_1$). В уральской ветви пояса это формации Магнитогорского (ГФ 95, C_2b), Средне-Уральского (ГФ 96, $C_2m\text{-}P_1a_1?$) и погребенного Тургайского (ГФ 78, D_3fm_1) бассейнов; в Алтае-Саянской – формации Кузнецкого (ГФ 98, D_3fm_2), Северо- и Южно-Минусинских (ГФ 100, 101, $D_2(ef_2)zv(D_3f_1)$).

Некоторые из ГФ и их фрагментов, ныне полностью располагающиеся внутри складчатых областей и поэтому показанные в их составе, на стадии образования могут быть соотнесены с формированием пассивноокраинных комплексов (их приокеанических частей), лишь позже деформированных и вошедших в состав складчато-надвиговых поясов. Для некоторых из них из-за деформированности и значительной удаленности от современных границ платформ обоснование принадлежности к комплексам пассивных окраин именно континентов (а не чужеродных микроконтинентов) затруднено. Такова рассмотренная выше ситуация, характерная для фрагментов девонских сульфатоносных формаций Верхоянско-Колымского региона (ГФ 129–131), связь которых с палеозойской пассивной окраиной Сибирского палеоконтинента неоднозначна.

* * *

Подведем некоторые итоги выполненного историко-геодинамического обзора ГФ территории России.

Палеогеодинамическая позиция ГФ России и их история в наибольшей мере связаны с эволюцией трех палеоконтинентов – Восточно-Европейского, Тимано-Печорско-Баренцевского и Сибирского докембрийских, Евразийского аккреционного герцинского и нескольких пограничных с ними палеоокеанических бассейнов – позднедокембрийского Палеоуральского, позднедокембрийско-палеозойских Палеоазиатского и Панталассы, палеозойских Уральского и Палеотетиса и мезозойско-кайнозойского Тетиса (Неотетиса). Ограниченное влияние оказывало развитие более удаленных позднедокембрийско-палеозойских океанических бассейнов Япетус и Тессейра-Торнквиста.

По особенностям размещения и эволюции ГФ различаются три типа областей и поясов: внутренние части палеоконтинентов; пограничные

пояса — окраины палеоконтинентов и смежные окраинные области палеоокеанических бассейнов; внутренние области палеоокеанических поясов. В современном геоструктурном плане первым в наибольшей мере отвечают внутренние области платформ, вторым — зоны сочленения, занимаемые окраинами платформ и прилегающими областями развития складчато-надвиговых комплексов, включая зоны перекрытий, третьим — внутренние области складчатых областей.

Во внутренних частях всех палеоконтинентов соленосные формации приурочены к бассейнам внутриконтинентальных палеорифтогенных систем и связаны с основными стадиями их развития — с собственно рифтовой и, при ее выраженности, с инверсионной. В плане их депоцентры локализуются преимущественно в пределах осевых грабен. Максимумы галогенеза характерны для структур трехлучевого сочленения, каковыми являлись в среднем палеозое Вилюйский и Припятско-Днепровский авлакогены. Формации сульфатно-кальциевого типа (несоленосные) также связаны с палеорифтогенными системами, но распространены шире: в плане их контуры выходят за пределы контролирующих их линейных рифтогенных структур (как крупных, так и менее масштабных, включая надрифтовые) и имеют более изометричные очертания; в разрезе они фиксируют и менее значительные фазы активности этих структур. Уровни сульфатонакопления, как и соленакпления, во многих структурах, особенно сближенных, коррелируются между собой, иногда сливаясь в единые обширные ареалы.

На окраинах палеоконтинентов, смежных с палеоокеаническими поясами и в своем развитии подчиненных их эволюции, ГФ распространены наиболее широко, они последовательно возникали здесь в бассейнах различных геодинамических обстановок, переживавшихся палеоокраинами: межконтинентальных рифтов, пассивных окраин, активных окраин, коллизионных. ГФ межконтинентальных рифтов (как и вмещающие их осадочные бассейны) ныне представлены ограниченно, что отражает либо их глубокое погребение под перекрывающими складчато-надвиговыми комплексами, либо уничтожение в ходе геодинамической эволюции. В комплексах пассивных палеоокраин соленосные формации не установлены, но формации сульфатно-кальциевого типа (а также их фрагменты в составе деформированных комплексов) развиты довольно широко. В классе активноокраинных обстановок основное значение в локализации ГФ имеют задуговые бассейны сжатия (раннеорогенные краевые прогибы), вмещающие крупные калиеносные формации хлоридно-калиевого типа — бассейны Восточно-Сибирский и Предкавказские. Класс коллизионных обстановок среди ГФ представлен широко в пределах протяженных палеоокраин Восточно-Европейского палеоконтинента, в разное время граничившего с различными палеоокеаническими поясами: в пределах северо-восточной (Притиманской) палеоокраины с верхнедокембрийским Палеоуральским океаном, в пределах восточной с палеозойским Уральским, южной с палеозойским Палеотетисом.

Во внутренних частях подвижных палеопоясов ГФ связаны главным образом с палеомикроконтинентами и также возникали на разных стадиях их эволюции, преимущественно в задуговых бассейнах растяжения и сжатия.

На территории России ныне наиболее полно и масштабно представлены (сохранились) ГФ, относимые к трем геодинамическим классам: внутриконтинентальных палеорифтов (авлакогенов), активноокраинному и коллизионному. Первые локализуются во внутренних частях палеокон-

тинентов, вторые и третьи в пределах окраинных (окраинноконтинентальных) палеопоясов, относительно локально в их внутренних частях, где тяготеют к микроконтинентальным блокам. Количественное соотношение ГФ, представляющих собой разные виды палеогеодинамических обстановок, отражает табл. 3.11, в которой учтены все ГФ России.

Оценивая относительную распространенность ГФ, следует еще раз подчеркнуть, что наблюдаемая ныне картина вовсе не является суммой последовательных ситуаций, а фиксирует в основном лишь сохранившиеся образования завершающего цикла геодинамической активности каждого структурного элемента, причем преимущественно поздних стадий этого цикла.

Ряд рассмотренных палеоструктурных элементов, содержащих ГФ, может быть использован в качестве типоморфных (эталонных) для палеоструктур соответствующего ранга. Прежде всего это Вилюйский, а также лучше изученный Припятско-Днепровский (находящийся на сопредельной с Россией территории) авлакогены – эталоны систем внутриконтинентально-рифтовых соленосных палеобассейнов. Затем Восточно-Сибирская «угловая» система окраинноконтинентальных задуговых бассейнов сжатия в сочетании с рифтогенными прогибами. И наконец, Предуральско-Прикаспийская система окраинноконтинентальных бассейнов коллизионного пояса, связанных со столкновением континентов и полным закрытием океанических бассейнов. Важно, что для каждой из перечисленных соленосных палеоструктур имеются аналоги в неогеодинамических обстановках. Так, Вилюйский и Припятско-Днепровский авлакогены в средне-позднедевонское время сопоставимы с Красноморской рифтовой структурой, Восточно-Сибирский в поздневендско-кембрийское – с Тиморско-Арафурско-Коралловоморским обрамлением Австралии, Предуральско-Прикаспийский в поздне палеозое – с Предзагросско-Средиземноморской ветвью Альпийско-Гималайского коллизионного пояса.

О вероятном характере и масштабах распространения ГФ во внутренних частях поясов (на время их формирования) дает более точное представление приводившаяся выше информация о внутренних областях Альпийско-Гималайского неогеодинамического пояса, богатых соленосными образованиями вне границ России.

Для каждого структурного элемента суммарные возрастные интервалы проявления галогенеза коррелируются с этапами и стадиями развития подвижных поясов (или их частей), контролировавших активность этого элемента. Возраст же наиболее масштабных проявлений галогенеза отвечает тектоническим фазам, наиболее значимым для соответствующего структурного элемента, менее масштабных – менее значимым и/или более удаленным. Для фаз тектонического покоя или затишья галогенез не характерен.

Уровни максимального развития галогенеза в целом для всей территории России те же, что и рассмотренные выше глобальные; при этом они отвечают крупнейшим этапам деструкции, растяжения или сжатия, затронувшим данную территорию.

Закономерности палеогеодинамического размещения ГФ России. Выделим основные общие палеогеодинамические закономерности пространственно-временного размещения и развития ГФ России, сопоставляя их с рассмотренными глобальными. Заметим сразу, что закономерности, прослеживаемые для территории России, весьма близки к глобальным, что делает неизбежными некоторые повторы.

Таблица 3.11
 Распределение галогенных формаций России по видам геодинамических обстановок

Классы геодинамических обстановок	Виды геодинамических обстановок, индексы	Номер ГФ ¹	Наименование бассейна ²	Возраст ГФ ³	Вещественный тип, подтип, разновидность, ГФ ⁴
Классы геодинамических обстановок	Виды геодинамических обстановок, индексы	1	Печорский	O ₃ aš	1A(B)
			**Печорский	S ₁ l ₂	1Б
			Печорский	S ₁ v ₂ -S ₂ ld	1A(B,Б)
			Печорский	D ₁	(1)A
			**Печорский	D ₃ f ₂	1Б
			**Печорский	S ₂ d	1A
			Нордкапский	D ₃ -C ₁	↑2B
			Варангер-Мурманский	D ₃ -C ₁ ?	↑2?
			Нордкапский	C ₃ -P ₁	↑2A
			Варангер-Мурманский	C ₃ -P ₁	↑2A?
			Ольгинский	PZ ₁ ?	↑2?
Ольгинский	C ₃ -P ₁	↑2A?			
Классы геодинамических обстановок	Виды геодинамических обстановок, индексы	2	**Московский	D ₂ ef ₂	2(3)Б
			**Московско-Волжский	D ₃ fm ₂	1Б
			Среднерусский	O ₂ -S ₁	(1)B
			Унженский	C ₁ t	1Б
			Северо-Двинский	C ₁ v	1Б
			**Волжско-Мезенский	P ₁ a-s(ar)	1 2 A
			Тунгусско-Таймырский	D ₁ (D ₂)	1,2Б,Ва
			Тунгусско-Хаганский	D ₂ ef-D ₃ fm	↑2(5?)B, B a (б)
			Ыгыаттинский	S ₂ -D ₁ (?)	2Б
			Ыгыаттинский	D ₃ f ₃ -fm	1Ba,б
			Кемпендйский	D ₃ f ₃ -fm	↑2Ba,б
			Кемпендйский	C ₁ v ₁	1Бб
			Селенгинский	Q ₄ ↓	5Г,Д
			Лешадский	Q ₄ ↓	5 Г,Д
			Алтинский	Q ₄ ↓	5Г,Д
			**Доронинский	Q ₄ ↓	5,6Г,Д

НЕНТАЛЫНЬЕ, Рк

Рифогенные внутриконтинентальные,	Рифогенные впадины	3	111 112 113 114 115 116 117 118 119 120 121 126 127 128	<p>**Селитряной</p> <p>**Халандинский</p> <p>**Делюнский</p> <p>**Укшиндинский</p> <p>**Даурско-Дарасунский</p> <p>**Байн-Цаганский</p> <p>**Цаган-Норский</p> <p>**Бабынский</p> <p>**Борзинский</p> <p>**Барун-Шивыртуйский</p> <p>**Шихалин-Норский</p> <p>**Приленский</p> <p>**Сетте-Дабанский</p> <p>**Сетте-Дабанский</p>	<p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>Q₄↓</p> <p>D?</p> <p>S₃Id-p</p> <p>D₂ZV-D₃f</p>	<p>6Г,Д</p> <p>6Г,Д</p> <p>6Г,Д</p> <p>6Г,Д</p> <p>5Г,Д</p> <p>6Г,Д</p> <p>6Г,Д</p> <p>5Г,Д</p> <p>5Г,Д</p> <p>5Г,Д</p> <p>5Г,Д</p> <p>1Ba</p> <p>1A,В(a)б</p> <p>1Ba,б</p> <p>(1)A</p> <p>1[2?]В[Б,Д]a[в,г]</p> <p>1Ba</p> <p>(1)B, Ba</p> <p>1Bв, Ba,в</p> <p>1Б</p> <p>1Ba</p>
Рифогенные межконтинентальные, РМ	Бассейны межконтинентальных рифтов	5	37	Косью-Роговской	O ₃ -S ₁ (?)	2B(?)
Пассивноокеанские, ПО	Бассейны пассивных океанских зон активизации	6A	1 13 14 (15) 16 17 32 33 35 (36) 50 52	<p>Псковский</p> <p>Приуральский</p> <p>Бузулукский</p> <p>Бузулукский</p> <p>Бузулукский</p> <p>Бузулукский</p> <p>**Печорский</p> <p>Печорский</p> <p>Печорско-Новоземельский</p> <p>Печорский</p> <p>**Тунгусско-Таймырский</p> <p>**Тунгусско-Хатангский</p>	<p>O₂₋₃</p> <p>D₃fm₂</p> <p>C₁V₃</p> <p>C₁S</p> <p>C₂m₂</p> <p>C₂g</p> <p>D₃f₂</p> <p>D₃fm₂</p> <p>C₁S₁₋₂</p> <p>C₂₋₃</p> <p>D₁(D₂)</p> <p>D₂ef-D₃fm</p>	<p>(1)A,Б</p> <p>(1)Б</p> <p>1Б</p> <p>(1)Б</p> <p>(1)Б</p> <p>1Б</p> <p>1Б</p> <p>1Б</p> <p>1Б</p> <p>1А</p> <p>(1)A</p> <p>1,2Б, Ba</p> <p>↑2(5?)B, b[a](б)</p>

Продолжение табл. 3.11

Классы геодинамических обстановок	Виды геодинамических обстановок, индексы	Номер ГФ ¹	Наименования бассейнов ²	Возраст ГФ ³	Вещественный тип и подтип, разновидность ГФ ⁴	
Пассивноокраинные, ПО	Бассейны пассивных окраин зон активизации	53	Нордвикский	Q	5Г	
		54	Кожвинковский	Q	5Г	
		55	Белогорский	Q	2Г,Д	
		126	**Приленский	D?	1Ba	
		127	**Сетте-Дабанский	S ₂ ld-p	1A,B(a)б	
		128	**Сетте-Дабанский	D ₂ zv-D ₃ f	1Ba,б	
	Бассейны пассивных окраин микроконтинентов зон активизации	129	Тас-Хаях-Ташский	D ₂ ef ₂ -zv	1B, Ba	
		(130)	Омулевский	S ₂ p	(1)B, Б	
		131	Омулевский	D ₂ ef ₂ -zv	1B, B(a)б	
		133	Ханкайский	E ₁	(1,2,3?)Бг	
		78	Тургайский	D ₃ fm ₁	1B	
		100	**Северо-Минусинский (Чульмо-Енисейский)	D ₂ (ef)zv (D ₃ f ₁)	1(2)Ba	
		101	**Южно-Минусинский	D ₂ (ef)zv (D ₃ f ₁)	1Ba	
104	**Тувинский	D ₂ ef	2 3 Дб(а)			
105	**Мудурский	D ₂	1B			
Активноокраинные, АО	Вторично-рифтовые бассейны активно-окраинных поясов (бассейны растяжения) в связи с микроконтинентами	95	Магнитогорский (Южноуральский)	C ₂ b	1B	
		96	**Средне-Уральский	C ₂ m ₂ -P ₁ a ₁ (?)	1B, Да	
	Окраинные бассейны в связи с окраинами микроконтинентов	45	**Восточно-Сибирский	(V ₂)E ₁ -E ₂ am	(↑)2, 3A B, B (a, б, в, г)	
		62	Предкавказский	J ₃ km-tt	2(3)A, B Ba г	
		64	Сухокумский	J ₃ tt	1A	
	Краевые прогибы активноокраинных поясов (раннеорогенные)	65	Южно-Дагестанский	J ₃ tt	1B Ba	
		94	Сымский	E ₁ (-E ₂ am?)	↑2A	
	Внутренние (межгорные) впадины активноокраинных поясов (раннеорогенные)	96	**Средне-Уральский	C ₂ m ₂ -P ₁ a ₁ (?)	1B, Да	
		98	Кузнецкий	D ₃ fm ₂	1Ba, б	
	99	Окуневский	D ₃ fm ₂ ?	1B?		
	Задутловые бассейны					

Окончание табл. 3.11

Классы геодинамических обстановок	Виды геодинамических обстановок, индексы	Номер Φ	Наименования бассейнов ²	Возраст ГФ ³	Вещественный тип и подтип, разновидность, ГФ ⁴
Коллиззионные, К	Впадины областей периколлизсионной активизации (зон торошения)	82	Челябинский (Колга-Миасский)	Q ₄ ↓	2Г,Д
		83	Тургайский	Q ₄ ↓	2Г,Д
		84	Петуховский	Q ₄ ↓	2Г,Д
		85	Эбейтинский	Q ₄ ↓	2Г,Д
		86	Кызылбайский	Q ₄ ↓	2Г,Д
		87	Бурлинский (Барабинский)	Q ₄ ↓	2Г,Д
		88	Карасук-Бурлинский (Барабинский)	Q ₄ ↓	5Г,Д
		89	Кулундино-Кучукский	Q ₄ ↓	5,6Г,Д
		90	Петуховский (Южно-Кулундинский)	Q ₄ ↓	6Г,Д
		91	Михайловский (Южно-Кулундинский)	Q ₄ ↓	6Г,Д
		92	Малиновский (Южно-Кулундинский)	Q ₄ ↓	5,6Г,Д
		93	Кочковатый (Южно-Кулундинский)	Q ₄ ↓	5,6Г,Д
		97	Южно-Уральский	Q ₄ ↓	2Г,Д
		102	Северо-Минусинский	Q ₄ ↓	2Г,Д
		103	Южно-Минусинский	Q ₄ ↓	5Г,Д
		106	Дусхольский	Q ₄	2
ТИНЕНТАЛЫНЬ, АК	Бассейны активизированных	2	Псковский	D ₃ f	1Б
		5	**Московский	D ₂ ef ₂	2(3)Б
		6	**Москово-Волжский	D ₄ fm ₂	1Б
		12	Предтиманский	C ₃	1А
		26	Эльтон-Баскунчакский	Q ₂₋₄	2(3)Г(Д)
		27	Прихатубинский	Q ₄ ↓	5Г,Д
		29	**Печорский	S ₁ l ₂	1Б
		38	**Печорский	S ₂ d	1А
		68	Курсаевский	Q ₄ ↓	2Г,Д
		69	Калиновский	Q ₄ ↓	5Г,Д
		70	Донско-Балковский	Q ₄ ↓	5Г,Д
		71	Ставропольский	Q ₄ ↓	2Г,Д
72	Маньчжский	Q ₄ ↓	5Г,Д		

Активизация внутрикон	частей континентальных плит				
	73	Нарампийский		Q ₄ ↓	2Г,Д
	74	Большесоленинский		Q ₄ ↓	2Г,Д
	75	Можарский		Q ₄ ↓	2Г,Д
	76	Приастраханский		Q ₄ ↓	5Г,Д
	77	Темрюк-Ахтарский (Приазовский)		Q ₄ ↓	5Г,Д
	110	**Доронинский		Q ₄ ↓	5,6Г,Д
	111	**Селитряной		Q ₄ ↓	6Г,Д
	112	**Халандинский		Q ₄ ↓	6Г,Д
	113	**Делюнский		Q ₄ ↓	6Г,Д
	114	**Ужвиндинский		Q ₄ ↓	6Г,Д
	115	**Даурeko-Дарасунский		Q ₄ ↓	5Г,Д
	116	**Байн-Цаганский		Q ₄ ↓	6Г,Д
	117	**Цаган-Норский		Q ₄ ↓	6Г,Д
	118	**Бабзинский		Q ₄ ↓	5Г,Д
	119	**Борзинский		Q ₄ ↓	5Г,Д
	120	**Барун-Шивьртуйский		Q ₄ ↓	5Г,Д
	121	**Шихалин-Норский		Q ₄ ↓	5Г,Д

П р и м е ч а н и я: 1. Цифра в круглых скобках — ГФ с небольшим содержанием галогенного материала, на карте не показана; звездочка — по геофизическим данным. 2. Две звездочки — ГФ контролируется сочетанием геодинамических обстановок разных видов. 3. Стрелка вниз — соленосное накопление продолжается в современную эпоху. 4. Цифровые и буквенные обозначения соответствуют вещественной классификации галогенных формаций (табл. 3.2): 1–5-типы (1 — сульфатно-кальциевый, 2 — хлоридно-натриевый, 3 — хлоридно-натриевый, 4 — сульфатно-кальциевый, 5 — сульфатно-натриевый, 6 — карбонатно-натриевый); А–Д — подтипы (А — карбонатный, Б — глинисто-карбонатный (мергельный), В — терригенно-карбонатный, Г — глинистый, Д — терригенный); а–г — разновидности по наличию в составе ГФ характерных комплексов (а — красно- и песчанисто-карбонатных, б — вулканогенных, туфогенных, в — биогенных и строматолитовых, г — высокоуглеродистых); квадратные скобки — распространение локальное; стрелка вверх — осложненность солянокупольной тектоникой.

1. Отчетливо выражен неравномерный дискретно-циклический характер количественного и качественного распределения ГФ по стратиграфической шкале с образованием ряда максимумов — эпох галогенеза, устанавливаемых по наибольшей полноте (завершенности) галогенеза и по высоким величинам площадей и мощностей как в целом всех галогенных образований, так и каждой из их главных составляющих — сульфатной, галититовой и калийной. Наиболее крупные максимумы-эпохи V_2 — E_2 , D_{2-3} , P_{1-2} , слабее выражены O_{2-3} — D_1 (объединенный), J_3 и N — Q . Два самых крупных максимума V_2 — E_2 и P_{1-2} . Максимумы обоих порядков отвечают глобальным эпохам галогенеза, в том числе оба самые крупные — V_2 — E_2 и P_{1-2} — крупнейшим из них.

Каждый из максимумов в свою очередь объединяет два-три более дробных уровня галогенеза, имеющих более ограниченное распространение в отдельных структурно-тектонических подразделениях.

Для всех уровней галогенеза наблюдается корреляция с глобальными эпохами диастрофизма: V_2 — E_2 с позднебайкальско-салаирской, D_{2-3} с аккадской, P_{1-2} с заальской; более слабовыраженные O_{2-3} — D_1 с каледонской, J_3 с позднекиммерийской, N_1 с аттической. Два самых крупных максимума галогенеза отвечают двум важнейшим тектоническим рубежам, завершающим байкальско-салаирский и герцинский циклы и разграничивающим три глобальных суперцикла истории Земли — докембрийский, палеозойский и мезозойско-кайнозойский.

2. На каждом стратиграфическом уровне ГФ (и их фрагменты) располагаются в пределах относительно активных (на данном этапе) территорий, контролируемых либо границами литосферных плит, либо внутриконтинентальными рифтогенными системами. Многие наиболее крупные соленосные бассейны находятся на пересечениях или изгибах таких активных систем и их ветвей, а крупнейшие на палеоуглах континентальных блоков, зажатых между подвижными поясами (бассейны Восточно-Сибирский, Прикаспийский и др.).

3. В каждом конкретном регионе общие возрастные интервалы развития ГФ коррелируются с интервалами проявления в них (или в их непосредственном обрамлении) тектонической активности, вне которых ГФ практически отсутствуют. Например, как уже отмечалось, в пределах протяженных палеозойских приокеанических (приуральских) палеоокраин Восточно-Европейской и Тимано-Печорско-Баренцевской платформ суммарный стратиграфический интервал развития галогенных комплексов (O_3 — P_2) отвечает времени активного развития Уральского океана. В рамках же таких общих интервалов активности уровни развития отдельных ГФ (уровни галогенеза) соответствуют фазам и импульсам тектонической активности, значимым для данных палеоструктур. В случае Приуральского региона это уровни O_3 — S_1 , D_{2-3} и P_{1-2} , фиксирующие наиболее значимые фазы рифтогенного зарождения, трансформации и коллизионного отмирания подвижного пояса. Все такого рода зависимости обнаруживаются при последовательном анализе практически любого регионального материала, позволяя считать, что во всех случаях проявления галогенеза резонансно отражают региональные фазы и импульсы геодинамической активности и могут служить их индикаторами. Частая многоуровневность проявлений галогенеза, характерная для многих структур, является отражением многоактивности тектонической активности.

Таким образом, характер региональной тектонической активности позволяет судить о региональных уровнях проявления галогенеза, в том числе и о вероятных. И даже наоборот, по выраженным уровням галогенеза уточнять шкалы тектонической активности.

4. Во многих регионах устанавливаются синхронные проявления галогенеза. Они наблюдаются в бассейнах, принадлежащих как к одному структурно-тектоническому подразделению, так и к разным, но обычно сопряженным в своей палеогеодинамической эволюции чаще всего благодаря подчиненности общему контролирующему трансрегиональному тектоническому элементу. Одно из ее ярких выражений – синхронность образования мощнейших кунгурских солей, возникших практически одновременно в разных звеньях Предуральского прогиба и в Прикаспийской впадине в связи с мощной фазой коллизионных процессов в замыкающемся Уральском океаническом бассейне. Вместе с тем, наблюдается и иная картина: в пределах одних и тех же структурно-тектонических подразделений, вдоль их продольных и поперечных сечений, прослеживается возрастная миграция ГФ, повторяющая миграцию фаз и импульсов активности. Это хорошо выражено, в частности, в пределах того же Предуральского краевого прогиба, где смещения последовательных фаз пермского галогенеза (кунгурский → казанский → уфимский) коррелируются с миграцией осей прогибов сопряженно с наступанием фронта надвигов.

Подтверждается сделанный выше на глобальном материале вывод о том, что синхронность и коррелируемость ГФ и их закономерная возрастная миграция внутри региональных и трансрегиональных подразделений отражают аналогичные особенности пространственно-временного распределения и соотношения сомасштабных геодинамических событий.

5. Для некоторых вещественных (геохимических) типов ГФ территории России наблюдается довольно отчетливая избирательная связь с теми или иными эпохами галогенеза, создающая своеобразную геохимическую «специализацию» этих эпох, в целом аналогичную глобальной. Калийная специализация наиболее отчетливо выражена в пермскую и поздневендско-кембрийскую эпохи. Проявилась она, хотя и не столь однозначно, в D_{2-3} и J_3 . Соли сульфатно-калиевого типа имеют максимально четкую стратиграфическую локализацию. На территории России они сосредоточены целиком на одном, пермском уровне галогенеза. Ясно видно, что все перечисленные стратиграфические максимумы калийного галогенеза России – и хлоридного, и сульфатного типов – совпадают с глобальными. Наблюдаемые на территории России вариации распределения различных геохимических типов ГФ по стратиграфической шкале также совпадают с глобальной геохимической периодичностью и также отражают общие тенденции геодинамической цикличности, обеспечивающей периодичность возникновения тектоно-седиментационных ситуаций, благоприятных для соответствующих типов галогенеза. Правда, не все глобальные уровни галогенеза как калийных, так и других типов достаточно полно представлены на российской территории, но это естественное следствие территориальных ограничений и неполноты исследованной выборки.

* * *

Суммируя результаты анализа пространственно-временных закономерностей распределения ГФ на территории России, следует подчеркнуть, что

основные из них отчетливо коррелируются с характером палеогеодинамического развития этой территории, отражая многие важные закономерности их эволюции, в том числе:

- неравномерный дискретно-циклический характер распределения ГФ по стратиграфической шкале фиксирует стадийно-циклический ритм палеогеодинамических событий;

- закономерное пространственное распределение и соотношение ГФ на каждом уровне отражает соотношения активных палеотектонических элементов разных рангов;

- региональные этапы (общие возрастные интервалы) и локальные уровни развития ГФ коррелируются с общими временными интервалами и конкретными импульсами проявления в них (или в непосредственном обрамлении) тектонической активности;

- многоуровневность галогенеза, ярко выраженная во многих регионах, является отражением цикличности палеотектонического развития;

- синхронность и коррелируемость ГФ и их закономерная возрастная миграция внутри тектонических подразделений отражают аналогичные особенности пространственно-временного распределения и соотношения сомасштабных палеогеодинамических событий;

- определенная геохимическая периодичность галогенеза со специализацией отдельных эпох отражает тенденции тектонической цикличности и связанной с ней эволюции тектоно-седиментационных ситуаций галогенеза.

Еще раз подчеркнем, что все выявленные для территории России закономерности во многом совпадают с рассмотренными выше глобальными и вносят в них конкретные региональные уточнения и ограничения.

3.2.3. Галогенные формации как литогеодинамические индикаторы

Признаки, характерные для ГФ и вмещающих их осадочных бассейнов разных геодинамических видов, способные служить индикаторами этих видов, можно подразделить на две группы: структурно-вещественные и «ситуационные». Первая включает вещественные, структурные, пространственно-морфологические показатели галогенсодержащих тел разного ранга, вторая – фациально-ландшафтные и эндогенные параметры обстановок (палеообстановок) их образования. В табл. 3.12 систематизированы наиболее значимые признаки обеих групп, для каждого геодинамического вида ГФ приведены их характерные значения, полученные при сравнительном анализе материала по территории России с учетом данных о современных и древних соленосных бассейнах мира.

Структурно-вещественные признаки (столбцы 3–7). Среди *вещественных* показателей ГФ важны характеристики состава каждого из компонентов – галогенных, фоновых и специфических. Наиболее значимы первые. Геохимические типы галогенных составляющих довольно устойчиво соотносятся с видами геодинамических обстановок (табл. 3.3). Правда, в ходе тектоно-ландшафтной эволюции каждой обстановки типы ассоциирующих с ней галогенных комплексов закономерно изменяются, так что даже у обстановок одного вида, но фиксирующих разные стадии их

эволюции, они различаются. Однако типоморфные показатели, каковыми являются наиболее полные, максимальные для данной обстановки проявления галогенеза, варьируют незначительно. Так, хлоридно-калиевый тип характерен для межконтинентальных и полноразвитых внутриконтинентальных рифтов, краевых и внутренних бассейнов субдукционных и коллизионных поясов. Сульфатно-калиевый тип установлен лишь в бассейнах коллизионной группы – в краевых, остаточных и тафrogenных впадинах и субсинхронных им (во внутренних частях континентов) инверсионных суббассейнах авлакогенов (Прикаспийский и Припятско-Днепровский бассейны в P_1). Сульфатно-кальциевый тип с ограниченной соленосностью – в качестве максимального проявления галогенеза – обычен для обстановок пассивных окраин, надрифтовых впадин и окраинных бассейнов субдукционных поясов. Сульфатно-натриевый и содовый озерные типы распространены в бассейнах областей перисубдукционной и периколлизионной активизации, а также в мелких грабеновых структурах ранних стадий развития внутриконтинентальных рифтов и вторично-рифтовых бассейнов. (Большинство бассейнов последней группы плохо сохраняется в геологических разрезах и поэтому относительно широко распространены лишь их неогеодинамические и собственно современные представители.)

Каждому геодинамическому виду присущ вполне определенный набор геохимических типов галогенных комплексов, а каждый геохимический тип характерен лишь для небольшой группы геодинамических видов. Хотя прямые парные связи геодинамический вид – геохимический тип отсутствуют, однако уже сама возможность выделения (а значит, и опознания) таких небольших групп принципиально нова и весьма важна. Существенно, что данный признак несет в себе также и минерагеническую информацию, подробнее рассматриваемую ниже, что в свою очередь значительно расширяет спектр индикаторных характеристик и усиливает их определительные функции.

Другой вещественный показатель – состав негалогенных компонентов – также содержит разностороннюю информацию. Для типоморфных ГФ эти сведения приведены в столбце 5, где в числителе указаны подтипы, отражающие состав фоновых негалогенных компонентов, а в знаменателе разновидности, определяемые наличием тех или иных характерных (специфических) комплексов: биогермно-строматолитовых, высокоуглеродистых, красноцветных, вулканогенных и их сочетаний. Распространение этих комплексов в разрезах конкретных ГФ России и их соотношение с галогенными и негалогенными компонентами отражены на колонках (помещенных на Карте ГФ), на схемах корреляции, на многих рассматривавшихся рисунках и на литогеодинамических моделях. Особенно информативны специфические компоненты, причем важны и относительные масштабы их проявления. Например, сочетания с галогенными наиболее масштабных рифогенных комплексов и биогермно-карбонатных тел типа карбонатных платформ характерны для бассейнов деструктурированных пассивных окраин и окраинных морей, а аналогичных менее масштабных – для межконтинентальных рифтов, авлакогенов (для средних стадий их развития), для задуговых бассейнов сжатия и растяжения, краевых и остаточных бассейнов субдукционных и коллизионных поясов. В остальных же типах соленосных бассейнов распространены примитивные органогенные постройки и карбонатные тела ограниченного масштаба.

Все сказанное дает основание отдать набору вещественных признаков ведущую роль в диагностике геодинамических типов обстановок накопления ГФ.

Среди *структурных* характеристик одна из наиболее значимых — направленность в их разрезах вертикальных рядов галогенных и негалогенных формаций, отражающая направленность изменений в ходе эволюции каждого бассейна. Для негалогенных формаций при ее оценке использованы традиционные обозначения рядов (табл. 3.12, столбец 4, числитель): трансгрессивные (в общем случае отражающие переход от терригенных континентально-озерных отложений к морским карбонатным), регрессивные (с обратной последовательностью) и ненаправленные. Для галогенных формаций более информативны последовательности их литолого-фациальных макротипов (таблица, столбец 4, знаменатель): *I*, депрессионно-морские калиеносные → *II*, мелководно-морские сульфатно-кальциевые, слабосоленосные → *III*, озерно-континентальные пестрого состава, вместе отражающие динамику согласованного изменения фациально-ландшафтных условий галогенеза и структурно-вещественных признаков формаций. Направленности рядов галогенных и негалогенных формаций взаимосвязаны, тесно сопряжены с изменениями фациально-ландшафтных обстановок и в целом коррелируются с типами и векторами геодинамических напряжений, на фоне которых развиваются бассейны (графически эти связи отражает рассмотренный в гл. 1 рис. 1.5). На фоне растяжения и деструкции в общем случае формируются трансгрессивные ряды с нарастанием мористости обстановок, полноты и масштаба галогенеза, с тенденцией смены макротипов от озерно-континентальных к депрессионным; на фоне сжатия с локальным растяжением — регрессивные, с обратными последовательностями; на фоне проседания, активного прогибания — чаще инундационные ряды с нечеткой направленностью; на фоне активизации с рассеянной деструкцией — ряды с меняющимся вектором. Трансгрессивные ряды с нарастающими масштабами галогенеза характерны для авлакогенов и надрифтовых впадин на собственно рифтовых стадиях их развития — для межконтинентальных рифтов и вторично-рифтовых бассейнов; регрессивные — для авлакогенов и надрифтовых впадин на инверсионных стадиях развития, для краевых прогибов и остаточных бассейнов коллизионных и субдукционных поясов; ряды с невыраженной направленностью — для пассивных окраин и окраинных бассейнов; разнонаправленные — для бассейнов зон активизации и деструкции пассивных окраин.

Совместный анализ наборов вещественных показателей разноранговых осадочных тел — отдельных формаций и формационных рядов, образующих осадочные бассейны, — сужает выделяемые наборы соответствующих им геодинамических видов бассейнов и позволяет считать эти показатели основными в диагностике геодинамических обстановок.

Пространственно-морфологические характеристики типоморфных формаций, включенные в табл. 3.12 (столбцы 5–7), — их морфология, мощность, характер залегания, дислоцированность, зональность, полярность — формируют комплекс дополнительных, чаще вспомогательных, но также весьма значимых признаков, способствующих более уверенному опознанию геодинамических типов.

Еще один показатель этой группы более крупного ранга — положение соленосных бассейнов в вертикальном и латеральном рядах геологических

образований (столбец 15) — отражает их исходные взаимоотношения со смежными подстилающими и перекрывающими осадочными бассейнами или зонами межбассейновых поднятий (вулканическими дугами, складчато-надвиговыми поясами и т. д.), а также с зонами интенсивного субсинхронного гипергенеза. Тем самым выявляются изначальные макропарагенезы сопряженных структурно-вещественных комплексов, характер сопряжения и место в них соленосных бассейнов, что в свою очередь позволяет более полно воссоздать системы взаимосвязей и эволюции экзогенных и эндогенных процессов, влиявших на формирование соленосных бассейнов.

Ситуационные показатели. Среди показателей, характеризующих обстановки осуществления процессов галогенеза, наибольшее значение имеют фашиально-ландшафтные и эндогенные.

Фашиально-ландшафтные особенности обстановок разных геодинамических видов, дополняющие характеристики, уже отраженные в макротипах (столбец 4), детализированы в столбце 8. Для каждой обстановки и ее обрамления здесь указаны типы седиментационных бассейнов и полные типовые латеральные ряды фашиальных обстановок, что в свою очередь позволяет определять вероятные наборы геохимических типов галогенных комплексов, формирующих латеральный профиль каждой формации.

В набор *эндогенных* параметров включены следующие характеристики палеобассейнов и их обрамлений (столбцы 9–14): тип геодинамических напряжений, тип и мощность земной коры, характер вулканизма, сейсмичность, тепловой поток, контрастность рельефа. Использована шкала оценки интенсивности эндогенных проявлений в унифицированных условных единицах (у.е.), охарактеризованная в ч. I, дающая сопоставимые ориентировочные количественные оценки однотипных эндогенных проявлений в разных обстановках и сравнимые оценки разнотипных проявлений в одной и той же обстановке. В гл. 1 с использованием этой же шкалы уже было проиллюстрировано ориентировочное пространственное распределение различных проявлений эндогенной активности в поперечном сечении каждой обстановки.

Надо сказать, что такого рода оценки эндогенных проявлений в большей мере основаны на показателях современных ситуаций, хотя и учитывают реконструируемые данные по древним образованиям, и в целом носят ориентировочный характер. Они не только характеризуют каждую из обстановок галогенеза, но могут найти более широкое использование — стать основанием для поиска и выделения в соленосных разрезах широкого спектра дополнительных, в том числе структурно-вещественных, индикаторов, обязанных различным синседиментационным проявлениям эндогенной активности, прежде всего вулканогенным, сейсмо-тектоническим, гидротермальным. Важно, что все эти проявления и их сочетания в каждой из геодинамических обстановок часто достаточно хорошо изучены (как правило, вне их связи с галогенезом и осадконакоплением в целом), а многим из их характеристик придается диагностическая роль (чаще всего типам вулканизма). Однако в применении к бассейнам галогенеза (и осадочных бассейнов в целом) их реальные проявления в седиментационных обстановках и воздействия на них пока не только не учитываются, но практически не обсуждаются. Свидетельства же современного и былого их широкого сингалогенного проявления весьма многочисленны.

Прежде всего это относится к вулканизму, наличие современных проявлений которого в пределах многих бассейнов активного соленакопления вполне согласуется с частыми макро- и микросочетаниями вулканогенных и галогенных образований в разрезах палеобассейнов (табл. 3.12, столбец 5). Наиболее масштабные и устойчивые галогенно-вулканогенные сочетания развиты в авлакогенах в разрезах собственно рифтовых стадий (Виллюйский, D₃; Припятско-Днепровский, D₃; Высокого Атласа, T₃) и в межконтинентальных рифтах (бассейны Циркуматлантического кольца, T₃-J₁, J₃, K₁; Красноморский, N₁ и мн. др.). Более ограниченно сингалогенные вулканогенные комплексы распространены во вторично-рифтовых задуговых бассейнах, а также во внутренних впадинах субдукционных и коллизионных поясов; еще слабее они выражены в деструктурированных зонах пассивных окраин, краевых прогибах и остаточных бассейнах субдукционных и коллизионных поясов; не характерны для стабильных частей пассивных окраин и надрифтовых впадин.

Наличие свидетельств современной и былой сопряженности галогенеза и вулканизма, причем сопряженности в определенных геодинамических типах обстановок, позволяет говорить о закономерном характере их сонахождений. А это дает также основание использовать вулканогенные образования (со всем присущим им набором известных диагностических свойств) в качестве перспективных индикаторов геодинамической природы вмещающих их соленосных объектов. Однако предварительно должен быть более детально исследован вопрос о природе связей между вулканизмом и галогенезом. Хотя в литературе этот вопрос уже поднимался с привлечением обширного фактического материала, иллюстрирующего и подтверждающего их частные сонахождения, однако сложившиеся представления о тектонически спокойных (и тем более «авулканогенных») условиях протекания процессов соленакопления (как важного условия самого их осуществления — А. А. Иванов, М. П. Фивег и др.) способствовали тому, что даже реально наблюдаемое сонахождение этих образований оценивалось и, как правило, оценивается до сих пор как случайное, не заслуживающее особого внимания.

Сингалогенная сейсмичность привлекает еще меньшее внимание исследователей, хотя галогенез новейшего времени связан почти исключительно с регионами повышенной и высокой сейсмической активности (от 5 баллов и выше), а ее палеопроявления запечатлены во многих особенностях как самих галогенных комплексов, так и во вмещающих их отложениях. Разработка этого вопроса осложняется тем, что проблема роли сейсмичности в осадкообразовании в современной седиментологии вообще по существу пока лишь обозначена (В. П. Солоненко, Н. Н. Верзилин).

Высокая интенсивность гидротермальной деятельности и других видов флюидных разгрузок, субсинхронных соленакоплению, хорошо согласуется с данными о наличии разнообразных литологических палеосвидетельств былой флюидной активности в соленосных разрезах [Беленицкая, 1998]. Пока эти факты также чаще всего игнорируются, а если обсуждаются, то либо как случайные, либо как проявления более поздних наложенных процессов. Сделаны лишь единичные попытки исследовать вопрос о разнообразном влиянии на процессы галогенеза синхронной им разгрузки флюидов, активизация которой неизбежно сопряжена с любой геодинамической активностью, в том числе авулканогенной [Джиноридзе и др., 1990; Беленицкая, 1998].

Таким образом, пока реальное участие эндогенных факторов в формировании соленосных бассейнов остается не изученным, можно лишь наметить пути их привлечения в качестве индикаторов геодинамических режимов. Однако уже очевидно, что их диагностическая значимость будет высокой.

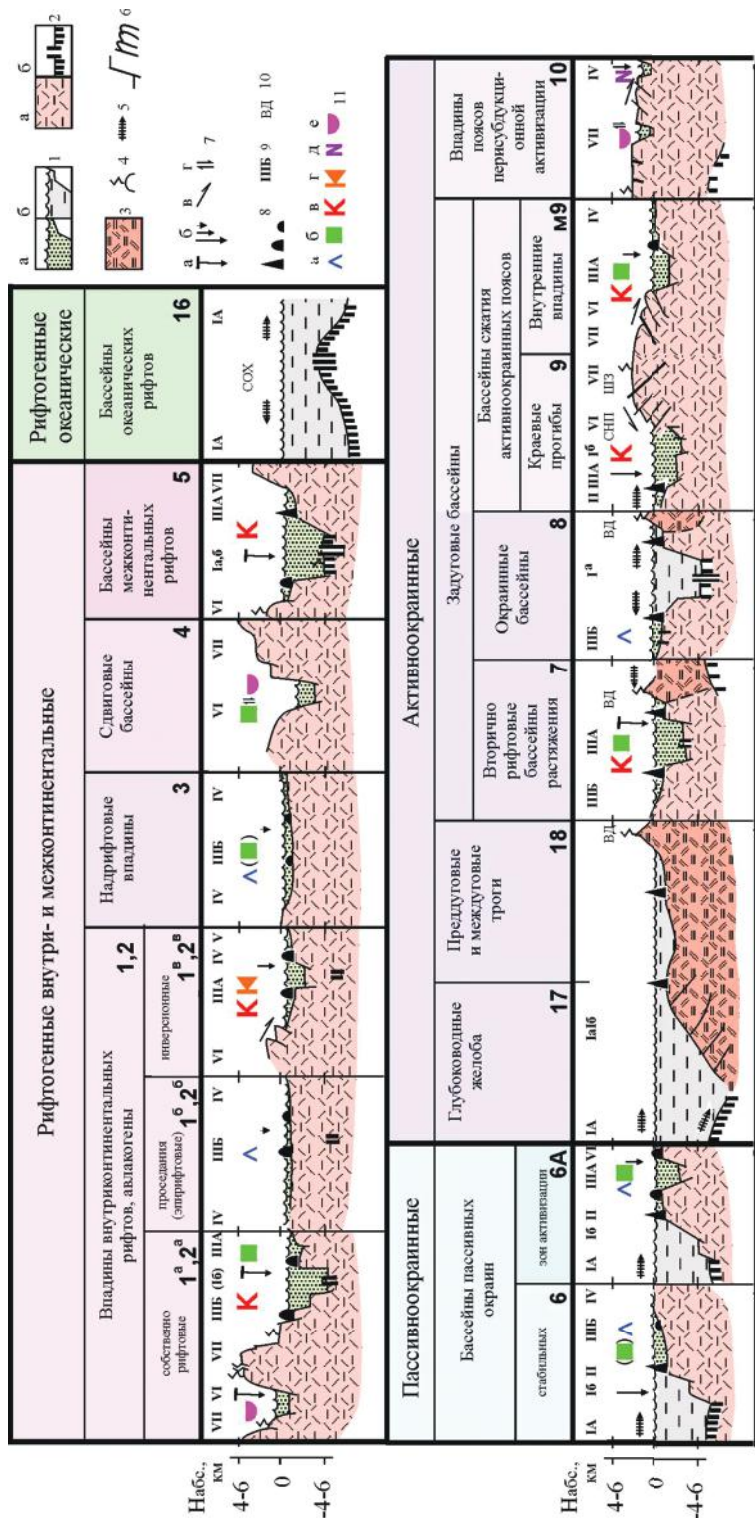
Следует отметить, что изучение этих факторов необходимо и для генетических построений. Признание факта весьма высокой интенсивности эндогенных проявлений во многих соленосных бассейнах, в том числе бассейнах с наиболее масштабным и завершенным галогенезом, требует признания и неизбежности их реального влияния на процессы соленакопления, причем влияния как физико-механического и динамического, так и физико-химического, вещественного. А это противоречит многим аспектам традиционных моделей солеобразования.

Итак, каждый геодинамический вид соленосного бассейна имеет определенные и довольно устойчивые особенности, составляющие две группы: структурно-вещественные и ситуационные (палеоситуационные). Первая группа включает реально наблюдаемые показатели соленосных тел разного ранга: вещественные (состав галогенных и негалогенных компонентов), структурные пространственно-морфологические (мощность, форма в плане и разрезе, характер залегания, зональность, полярность, дислоцированность, положение ГФ и бассейнов в вертикальных и латеральных рядах одноранговых с ними образований). Вторая группа объединяет характеристики преимущественно реконструируемых обстановок (палеообстановок) галогенной седиментации: фациально-ландшафтные (типы седиментационных бассейнов и типовые латеральные ряды фациальных обстановок) и эндогенные (характер геодинамических напряжений, типы и мощности коры и литосферы, вулканизм, сейсмичность, тепловой и флюидный потоки, контрастность рельефа). Вместе они составляют систематизированную информационную базу, пригодную для решения ряда прямых и обратных задач литогеодинамического анализа. Они дают возможность с одной стороны по изученным признакам соленосных бассейнов опознавать или хотя бы намечать геодинамические виды контролирующих их обстановок, а с другой, в уже опознанных видах обстановок прогнозировать как само наличие галогенных комплексов, так и их вероятные геохимические и другие особенности, в том числе и минерагенический потенциал.

3.2.4. Литогеодинамические модели галогенных формаций

Выше было показано, что в общей геодинамической систематике осадочных бассейнов соленосные их разновидности занимают четкую и устойчивую позицию (табл. 3.3, 3.12).

Для иллюстрации взаимосвязей между собственно литологическими параметрами соленосных тел (структурно-вещественными, литолого-фациальными, литогенетическими) и особенностями контролирующих их геодинамических обстановок, а также динамики их взаимосвязанного изменения в ходе геодинамической эволюции составлена система графических литогеодинамических моделей. Система включает ландшафтно-морфоструктурные и геодинамические модели каждой из обстановок, модели типовых вертикальных рядов соленосных бассейнов (и рядов тех их



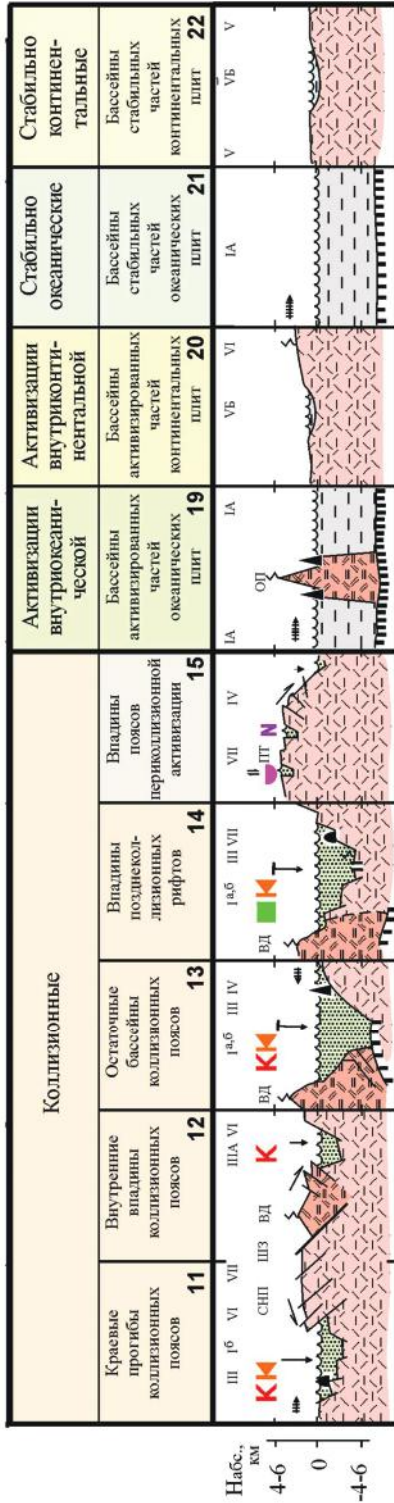


Рис. 3.62. Ландшафтно-морфоструктурные модели бассейнов, вмещающих соленосные и рифовые формации. Сост. Г. А. Беленицкая

1 – бассейны субаквальной седиментации; *a* – галогенез характерен, *b* – галогенез не характерен; 2 – тип земной коры (включая осадочный чехол): *a* – континентальная и субконтинентальная, *b* – океаническая, субокеаническая; 3 – комплексы вулканических дуг и внутриокеанических поднятий; 4 – активный вулканизм; 5 – направление движения литосферных плит; 6 – синседиментационные тектонические смещения масс в субстрате и обрамлениях бассейнов; 7 – то же, характерные типы: *a* – раздвиги с прогибанием, *b* – прогибания разной интенсивности, *в* – надвиги, *г* – сдвиги, слвиго-раздвиги; 8 – рифогенные комплексы разного масштаба; 9 – фациально-ландшафтные обстановки: IA – абиссальные и хелдальные (ложе океана, впадины глубоководных желобов), I^а, I^б – батигально-абиссальные и батигальные (дно котловинных морей, континентальный склон), II – внешнего шельфа, барьерно-рифовые, III – внутреннего шельфа (ША – депрессионные, ШБ – мелководные), IV – прибрежные лагунно-заливные (сбхово-лагунные), V – низменно-равнинно-озерные, VI – предгорно- или возвышенно-равнинно-озерные, VII – горно-озерные; 10 – области межбассейновых тектонических поднятий; ВД – вулканические дуги, ШЗ – шовные зоны, СНП – складчато-надвиговые пояса, ПТ – сводово-глыбовые «пояса торшения»; 11 – геохимические типы галогенеза (в скобках – ограниченное развитие): *a* – сульфатно-кальциевый, *b* – галититовый, *в* – хлоридно-кальциевый, *г* – сульфатно-кальциевый, *д* – пестрого состава, часто сульфатно-натриевый, *e* – то же, содовый

различных геохимических типов), модели латеральных соотношений бассейнов на разных стадиях цикла Уилсона [Беленицкая и др., 2001]. Поскольку эти модели по сути лишь дополняют (информацией, касающейся ГФ) приведенные в гл. 1 общие литогеохимические модели осадочных бассейнов в целом, в этом разделе воспроизведены лишь ландшафтно-геодинамические модели (рис. 3.62), отражающие, на фоне основных черт строения литосферы и важнейших ландшафтных особенностей обстановок, типоморфные для каждой из них геохимические виды галогенных комплексов. Выше, на рис. 3.57, *B*, была воспроизведена типовая вертикальная последовательность соленосных бассейнов, характерная для окраинноконтинентальных обстановок.

Литогеохимические модели вместе с рассмотренными выше литологическими использованы нами при решении различных задач минерагенического анализа.

3.3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫХ С ГАЛОГЕННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

Присутствие в разрезах осадочных бассейнов ГФ определяет, как уже подчеркивалось, широкий спектр их важных минерагенических и ресурсных особенностей. Помимо масштабной собственно соляной (галургической) продуктивности, характерно многообразие сопутствующих солям «галофильных» полезных компонентов, включая как твердые, так и жидкие и газообразные (подземные и поверхностные воды и углеводороды — нефти, газы, конденсаты).

Общие принципы типизации всего комплекса этих полезных ископаемых, использованные при составлении Карты ГФ России, были охарактеризованы при ее рассмотрении. По важнейшим минерагеническим особенностям полезных компонентов и по характеру их связей с галогенными или негалогенными членами среди них выделены галургическая (собственно галогенная), гидроминеральная, рудная (включающая металлы и неметаллы), серная и углеводородная группы.

В данном разделе сначала приводятся сведения, характеризующие установленную продуктивность ГФ, потом рассматриваются закономерности размещения разных типов полезных ископаемых, связанных с ГФ и обусловленные особенностями состава, строения и размещения самих ГФ, а затем дается перспективная оценка ГФ территории России. Все эти сведения излагаются в едином плане последовательно для каждой из выделенных групп полезных ископаемых.

3.3.1. Месторождения полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями территории России

В реестре месторождений полезных ископаемых, связанных с ГФ (табл. 3.13), суммированы сведения о месторождениях, показанных

на карте ГФ. В реестр включено около 300 месторождений. Проявления, тоже показанные на карте (всего более 500), в реестр не включены. Использована информация из баз данных ПТК «ГИС-Атлас», разработанного во ВСЕГЕИ, из объяснительных записок и листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000, а также из различных опубликованных и фондовых источников, доступных авторам.

В реестре отражены следующие характеристики месторождений: номер и название месторождения; вид полезного ископаемого и его индекс на карте; ранг месторождения; связь с галогенной формацией – ее номер на карте, стратиграфический возраст, вещественный тип, подтип, разновидность. Реестр дополняет общую картину установленной минерагенической значимости ГФ территории России. Количественное распределение месторождений и проявлений по группам и видам полезных ископаемых приведено в табл. 3.14.

Ниже, после дополнительной краткой характеристики каждой из групп полезных ископаемых, приводятся основные особенности распределения выявленных и изученных месторождений этой группы на территории России и примеры бассейнов, содержащих наиболее крупные концентрации полезного компонента. Этот материал в значительной мере суммирует сведения, приводившиеся при описании каждой из ГФ.

Галургическая группа. Группу образуют полезные макро- и микрокомпоненты, входящие в состав галогенных членов формаций. К числу первых относится подавляющее большинство породообразующих соединений солей: хлоридные, сульфатные, карбонатные и нитратные (отсутствующие на территории России) минеральные соединения K, Mg, Na и Ca. К числу вторых – элементы-примеси Br, B, Rb, Li, Cs, F, Tl, реже ряд других. Важно, что конкретные наборы макро- и микрокомпонентов определяют веществом-геохимическими типами ГФ или их отдельных градаций, что делает детерминированной (и прогнозируемой) их минерагеническую специализацию.

Группа подразделена на две подгруппы: погребенных (ископаемых) солей и современных озерных (самосадочных). Последние представлены голоценовыми (в том числе и собственно современными *s.str.*) соленосными осадками и рапой (наддонной и межкристальной). Для них характерно широкое развитие отложений сульфатно-натриевого и карбонатно-натриевого типов, которые специфичны в основном лишь для континентально-озерных условий соленакопления, а в разрезах более древних, преимущественно морских отложений встречаются крайне редко. В обеих подгруппах по составу солевых макрокомпонентов выделены следующие виды полезных ископаемых: гипс, ангидрит, соль хлоридно-натриевая (каменная, поваренная), соль хлоридно-калиевая (точнее, хлоридно-магниево-калиевая), соль сульфатно-калиевая (точнее, хлоридно-сульфатно-магниево-калиевая), бишофит (высокомагниевая разновидность солей хлоридно-сульфатно-магниево-калиевого вида), соль сульфатно-натриевая и карбонатно-натриевая (сода).

Набор микрокомпонентов солей (Br, B, Rb, Li, Cs, F, Tl и др.) объединен в один вид, в каждом конкретном случае уточняются полезные элементы.

На карте ГФ учтено свыше 360 месторождений и проявлений полезных ископаемых галургической группы. Они известны в пределах большинства ГФ. В подгруппе ископаемых солей основное количество месторождений сосредоточено на территории Прикаспийского, Волго-Уральского

Таблица 3.13
Реестр месторождений полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями, показанных на Карте ГФ

Номер на карте	Название месторождения	Полезное ископаемое		Ранг месторождения ¹	Связь с галогенной формацией		
		Вид	Индекс вида на карте		Номер ГФ	Возраст ²	Веществ.-геох. тип ³
	<i>Галургическая группа</i>						
1	Гусевское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	3	$P_{\Sigma 1-3}^{\dot{z}}$ (kz-t)	4
2	Смоленское	Гипс	Г	М	5	D_2ef_2	2(3)
6	Гостеевский уч.	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	5	D_2ef_2	2(3)
7	Оболенское	Гипс	Г	К	5	D_2ef_2	2(3)
8	Скуратовское	Гипс	Г	К	5	D_2ef_2	2(3)
9	Болоховское 2	Гипс	Г	К	5	D_2ef_2	2(3)
10	Новомосковское-1	Гипс	Г	К	5	D_2ef_2	2(3)
11	Новомосковское-2	Гипс	Г	К	5	D_2ef_2	2(3)
12	Деминское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	5	D_2ef_2	2(3)
13	Новомосковское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	5	D_2ef_2	2(3)
14	Новоселковское	Гипс	Г	С	6	D_3fm_2	1
15	Бебьевское	Гипс	Г	К	6	D_3fm_2	1
16	Сереговское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	С	11	V-Є?	↑2(3)
48	Максютовское	Гипс, ангидрит	Г, А	С	18	$P_{\beta-s}(ar_1)$	1[2]
49	Московинское	Гипс	Г	С	18	$P_{\beta-s}(ar_1)$	1[2]
17	Летнее	Гипс	Г	К	18	$P_{\beta-s}(ar_1)$	2[2]
18	Койдозеро	Гипс	Г	К	18	$P_{\beta-s}(ar_1)$	2[2]
19	Река Коптяковская	Гипс	Г	М	18	$P_{\beta-s}(ar_1)$	2[2]
20	Коптяковское	Гипс	Г	С	18	$P_{\beta-s}(ar_1)$	2[2]
21	Рома	Гипс	Г	С	18	$P_{\beta-s}(ar_1)$	2[2]

22	Окулово	Гипс	Г	С	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
23	Березовское	Гипс	Г	С	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
24	Березовское	Гипс	Г	М	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
25	Дер. Кучема	Гипс	Г	М	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
26	Полга	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
27	Кулогорское	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
28	Кулойское	Гипс	Г	М	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
29	Носониha	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
30	Красногорско-Березниковское	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
31	Сийское	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
32	Летне-Гбачское	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
33	Кузоменьское	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
34	Портюга	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
35	Глубокое	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
41	Белбажское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
42	Гомзовское, Южный уч.	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
43	Павловское	Гипс	Г	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
44	Аненковское	Гипс	Г	С	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
45	Ичалковское	Гипс	Г	М	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
46	Порецкое	Гипс, ангидрит	Г, А	К	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
47	Старо-Саннинское	Гипс	Г	С	18	$P_{1a-s}(ar_1)$	2 2]
50	Зеленая Балка	Соль хлоридно-калиевая	Ск	С	20	P_{1k}	14
52	Эльтонское, уч. Улаганский	Соль сульфатно-калиевая	Сс	С	20	P_{1k}	14
53	Городищенское	Бишофит	Бш	М	20	P_{1k}	14
54	Красноармейское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	20	P_{1k}	14
55	Светлоярское	Соль хлоридно-натриевая, бишофит	Сп, Бш	К	20	P_{1k}	14
56	Наримановское	Бишофит	Бш	М	20	P_{1k}	14
57	Баскунчакское	Гипс	Г	К	20	P_{1k}	14

Продолжение табл. 3.13

Номер на карте	Название месторождения	Полезное ископаемое		Ранг месторождения ¹	Связь с галогенной формацией	
		Вид	Индекс вида на карте		Номер ГФ	Веществ.-геох. тип ³
58	Струковское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	20	Р ₁ к ↑4
60	Три Карста	Гипс и ангидрит	Г, А	С	20	Р ₁ к ↑4
61	Слудная Гора	Гипс и ангидрит	Г, А	К	20	Р ₁ к ↑4
63	Илецкое, Рудник № 1, 2, 3	Соль хлоридно-натриевая	Сп	С	20	Р ₁ к ↑4
64	Камеевское	Гипс	Г	М	21	Р ₁ к ↑4,3
65	Кульлюбинское	Гипс	Г	К	21	Р ₁ к ↑4,3
66	Вотикеевское	Гипс	Г	К	21	Р ₁ к ↑4,3
67	Лемезинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	21	Р ₁ к ↑4,3
68	Охлебининское	Гипс, ангидрит	Г, А	К	21	Р ₁ к ↑4,3
69	Охлебининское	Гипс	Г	К	21	Р ₁ к ↑4,3
70	Акташевское	Гипс, ангидрит	Г, А	С	21	Р ₁ к ↑4,3
71	Нижне-Лекандинское	Гипс	Г	К	21	Р ₁ к ↑4,3
72	Стерлитамакское (Катенька)	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	21	Р ₁ к ↑4,3
73	Селеуковское, Западно-Кардонный уч.	Гипс	Г	М	21	Р ₁ к ↑4,3
74	Стерлибашевское, Муртазинский уч.	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	21	Р ₁ к ↑4,3
75	Яр-Бишкадакское, Левобережный уч.	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	21	Р ₁ к ↑4,3
76	Яр-Бишкадакское, Правобережный уч.	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	21	Р ₁ к ↑4,3
77	Мало-Байковское	Гипс	Г	М	21	Р ₁ к ↑4,3
79	Верхнекамское, Палашерский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	21	Р ₁ к ↑4,3
80	Федоровский уч.	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	21	Р ₁ к ↑4,3
83	Сандинское	Гипс	Г	М	21	Р ₁ к ↑4,3
87	Верхнекамское, Боровский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	С	22	Р ₁ к (-Р ₂ ц) ↑3
88	Верхнекамское, Половодовский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	Р ₁ к (-Р ₂ ц) ↑3

89	Верхнекамское, Ново-Соликамский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
90	Верхнекамское, Соликамский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
91	Верхнекамское, Быгельско-Троицкий уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
92	Верхнекамское, Березниковский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
93	Верхнекамское, Дурыманский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
94	Верхнекамское, Усть-Яйвинский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
95	Верхнекамское, Усть-Яйвинский уч.	Бром, бор	Br, B	М	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
96	Верхнекамское, Талицкий уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
97	Верхнекамское, Балахонцевский уч.	Соль хлоридно-калиевая	Ск	С	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
98	Верхнекамское	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
99	Селищенское	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
100	Полазненское	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
101	Чумкаское	Гипс	Г	С	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
102	Соколино-Саркаевское	Гипс, ангидрит	Г, А	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
103	Соколино-Саркаевское, Гора Соколиная	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
104	Дейковское	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
105	Ергачинское	Гипс	Г	С	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
106	Шумковское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	С	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
107	Федоровское	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
108	Егоршини Ямы	Гипс	Г	М	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
109	Денисовское	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
110	Одиновское	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
111	Яковлевское	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
112	Ивкинское	Гипс	Г	К	22	$P_{1k}(-P_{2u})$	↑3
113	Лебедево-Зайковское	Гипс	Г	С	23	P_{2kz_2}	↑2]
114	Чукшинское II	Гипс	Г	С	23	P_{2kz_2}	↑2]
115	Сорочьегорское	Гипс	Г	К	23	P_{2kz_2}	↑2]
116	Камско-Устьинское	Гипс	Г	К	23	P_{2kz_2}	↑2]

Продолжение табл. 3.13

Номер на карте	Название месторождения	Полезное ископаемое		Ранг месторождения ¹	Связь с галогенной формацией	
		Вид	Индекс вида на карте		Номер ГФ	Возраст ² Веществ.-геох. тип ³
117	Сюевское II	Гипс	Г	К	23	P ₃ kz ₂ 1 2
118	Сок-Поляевское	Гипс	Г	С	23	P ₃ kz ₂ 1 2
119	Буз-Башское	Гипс	Г	М	23	P ₃ kz ₂ 1 2
120	Студенцкое	Гипс	Г	С	23	P ₃ kz ₂ 1 2
121	Бутурусанское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	23	P ₃ kz ₂ 1 2
123	Троицкое	Гипс	Г	К	23	P ₃ kz ₂ 1 2
125	Дергуновское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	23	P ₃ kz ₂ 1 2
126	Улаганское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	26	Q ₂₋₄ ↓
129	Беленское	Соль хлоридно-натриевая, соль сульфатно-натриевая	Сп, Си	М	27	Q ₄ ↓ 5
131	Сельское-2	Гипс	Г	К	32	D _{3f2} 1
138	Верхне-Печорское	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	34	P _{1k} 13
149	Иреляхское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
150	Наманинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
151	Олекминское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
152	Олекминское	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
153	Датларайское	Гипс	Г	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
157	Пелелуйское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
158	Непское	Соль хлоридно-калиевая	Ск	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
159	Озерное	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
160	Рыжковское	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
161	Хырсантъевское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3
163	Средненское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (↑)2,3

164	Троицкое	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
165	Троицкое	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
166	Мурминское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
169	Караульнинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
170	Канарайское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
171	Топол	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
172	Рассол, д.	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
176	Братское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
182	Жигаловское (Кузнецовское)	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
183	Бальхтинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
184	Поменцевское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
186	Зиминское	Соли натриевые	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
187	Атовское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
188	Христоворское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
193	Бугутуйское	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
194	Гладкая Гора	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
195	Горинско-Хашхайское	Гипс	Г	С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
196	Ташкейское	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
197	Делорское	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
200	Нукутское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
201	Хайтинское	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
203	Заларинское	Гипс	Г	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
204	Тыретское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
211	Осинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
212	Кутуликское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
220	Половининское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
224	Усольское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
231	Соляная Сопка	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	52	D ₂ ef-D ₃ fm	(↑)2(5?)

Продолжение табл. 3.13

Номер на карте	Название месторождения	Полезное ископаемое		Ранг месторождения ¹	Связь с галотенной формацией	
		Вид	Индекс вида на карте		Номер ГФ	Возраст ² Веществ.-геох. тип ³
232	Кожевниковское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
237	Тихоозерское	Гипс, ангидрит	Г, А	М	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
238	Гороzubовское	Гипс, ангидрит	Г, А	К	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
239	Без названия	Гипс	Г	М	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
240	Глубокоозерское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
241	Гудкинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
242	Без названия	Гипс	Г	М	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
243	Без названия	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
247	Без названия	Гипс	Г	М	52	D ₂ ef-D ₃ fm (1)2(S?)
248	Тус-Тахское	Гипс	Г	К	53	Q 5
249	Соляная Сопка	Соль сульфатно-натриевая	Сп	К	53	Q 5
250	Кожевниковское	Гипс	Г	М	54	Q 2
251	Кожевниковское	Соль сульфатно-натриевая	Сп	М	54	Q 5
252	Белогорское	Гипс	Г	М	55	Q 2
254	Верхне-Мейское	Гипс	Г	М	57	D ₃ f ₃ -fm 1
256	Кемпендяйское	Рассолы	Сп	С	58	D ₃ f ₃ -fm 12
255	Багинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	С	59	C ₁ V ₁ 1
257	Хаджохское	Гипс	Г	М	62	J ₃ km-tt 2(3)
258	Шушукско-Левобережное	Гипс	Г	М	62	J ₃ km-tt 2(3)
259	Шедокское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	62	J ₃ km-tt 2(3)
260	Бесленевское	Гипс	Г	К	62	J ₃ km-tt 2(3)
261	Шедокское	Гипс	Г	К	62	J ₃ km-tt 2(3)
262	Передовское-2	Гипс	Г	К	62	J ₃ km-tt 2(3)

263	Передовое	Гипс	Г	С	62	J ₃ km-tt	2(3)
264	Исправненское	Гипс	Г	С	62	J ₃ km-tt	2(3)
265	Алибердуковское	Гипс	Г	К	62	J ₃ km-tt	2(3)
266	Жако-Красногорское	Гипс	Г	К	62	J ₃ km-tt	2(3)
268	Баксанское	Гипс	Г	М	62	J ₃ km-tt	2(3)
269	Бельжское	Гипс	Г	К	62	J ₃ km-tt	2(3)
271	Чанакхойское	Гипс	Г	К	62	J ₃ km-tt	2(3)
273	Архитское	Гипс	Г	С	65	J ₃ tt	1
275	Калиновское	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	69	Q ₄ ↓	5
276	Донско-Балковское	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	70	Q ₄ ↓	5
277	Без названия	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	71	Q ₄ ↓	2
278	Новосёлловское (Лопуховатое)	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	72	Q ₄ ↓	5
279	Новосёлловское 2	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	72	Q ₄ ↓	5
280	Новосёлловское 3 (оз. Глауберовое)	Соль хлоридно-натриевая, соль сульфатно-натриевая	Сп, Сн	М	72	Q ₄ ↓	5
281	Оз. Бол. Яшалтинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	72	Q ₄ ↓	5
282	Цаган-Хагское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	72	Q ₄ ↓	5
283	Оз. Ближнее Воздвиженское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	72	Q ₄ ↓	5
284	Оз. Дальнее Воздвиженское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	72	Q ₄ ↓	5
285	Гордаченский Лиман	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	72	Q ₄ ↓	5
287	Бол. Арзирское (Довсун)	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	72	Q ₄ ↓	5
288	Оз. Нарампа	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	73	Q ₄ ↓	2
289	Оз. Бол. Солёное	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	74	Q ₄ ↓	2
290	Можарское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	75	Q ₄ ↓	2
291	Оз. М. Бешкульское	Соль хлоридно-натриевая, соль сульфатно-натриевая	Сп, Сн	М	76	Q ₄ ↓	5
292	Чапчачинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	76	Q ₄ ↓	5
293	Чапчачинское 1	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	76	Q ₄ ↓	5
294	Чапчачинское 5	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	76	Q ₄ ↓	5

Продолжение табл. 3.13

Номер на карте	Название месторождения	Полезное ископаемое		Ранг месторождения ¹	Связь с галогенной формацией		
		Вид	Индекс вида на карте		Номер ГФ	Возраст ²	Веществ.-геох. тип ³
295	Чапчачинское б	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	76	Q ₄ ↓	5
296	Оз. Добкин Хак	Соль хлоридно-натриевая, соль сульфатно-натриевая	Сп, Сп	М	76	Q ₄ ↓	5
297	Оз. М. Басинское	Соль хлоридно-натриевая, соль сульфатно-натриевая	Сп, Сп	М	76	Q ₄ ↓	5
298	Кисте-Хокское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	76	Q ₄ ↓	5
302	Михайловское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	76	Q ₄ ↓	5
303	Оз. Эбейты	Соль хлоридно-натриевая	Сп	К	85	Q ₄ ↓	2
304	Кызымбайское	Типс	Г	М	86	Q ₄ ↓	2
305	Сасык-Сор	Типс	Г	М	86	Q ₄ ↓	2
306	Оз. Бурлинское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	С	87	Q ₄ ↓	2
307	Оз. Бол. Яровое	Соль сульфатно-натриевая	Сп	С	88	Q ₄ ↓	5
308	Оз. М. Яровое	Соль сульфатно-натриевая	Сп	М	89	Q ₄ ↓	5,6
309	Оз. Кулундинское	Соль сульфатно-натриевая	Сп	С	89	Q ₄ ↓	5,6
310	Оз. Кучукское	Сода, соль сульфатно-натриевая	Сд, Сп	К	89	Q ₄ ↓	5,6
311	Оз. Джир	Типс	Г	С	89	Q ₄ ↓	5,6
312	Петуховское	Сода	Сд	М	90	Q ₄ ↓	6
313	Михайловское	Сода	Сд	С	91	Q ₄ ↓	6
314	Оз. Малиновое	Сода, соль сульфатно-натриевая	Сд, Сп	М	92	Q ₄ ↓	5,6
315	Оз. Кочковатое	Соль хлоридно-натриевая, соль сульфатно-натриевая	Сп, Сп	М	93	Q ₄ ↓	5,6
319	Черноозерское	Типс	Г	К	100	D ₂ (ef)zv (D ₃ f ₁)	1(2)
321	Парилковское	Типс	Г	С	100	D ₂ (ef)zv (D ₃ f ₁)	1(2)
322	Додонковское	Типс	Г	К	100	D ₂ (ef)zv (D ₃ f ₁)	1(2)

323	Промежуточное	Гипс	Г	М	100	$D_2(\text{ef})\dot{z}\nu$ (D_{3f_1})	1(2)
324	Чульмское	Гипс	Г	С	100	$D_2(\text{ef})\dot{z}\nu$ (D_{3f_1})	1(2)
325	Арапкауевское	Гипс	Г	К	100	$D_2(\text{ef})\dot{z}\nu$ (D_{3f_1})	1(2)
327	Даргужульское	Гипс	Г	М	100	$D_2(\text{ef})\dot{z}\nu$ (D_{3f_1})	1(2)
328	Капчалинское	Гипс	Г	К	101	$D_2(\text{ef})\dot{z}\nu$ (D_{3f_1})	1
329	Оросительное	Гипс	Г	К	101	$D_2(\text{ef})\dot{z}\nu$ (D_{3f_1})	1
330	Хамзасское	Гипс	Г	К	101	$D_2(\text{ef})\dot{z}\nu$ (D_{3f_1})	1
331	Оз. Конголь	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	102	$Q_4\downarrow$	5
332	Оз. Красненькое	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	102	$Q_4\downarrow$	5
333	Оз. Варча	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	102	$Q_4\downarrow$	5
334	Микусинское	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	102	$Q_4\downarrow$	5
335	Оз. Тус	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	102	$Q_4\downarrow$	5
336	Оз. Капчалинское	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	103	$Q_4\downarrow$	5
337	Актальское	Гипс	Г	С	104	$D_2\text{ef}$	2[3]
338	Дус-Дагское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	104	$D_2\text{ef}$	2[3]
341	Духольское	Соль хлоридно-натриевая	Сп	М	106	$Q_4\downarrow$	2
342	Оз. Селентинское (Соленое)	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	107	$Q_4\downarrow$	5
343	Оз. Бол. Лещаль	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	108	$Q_4\downarrow$	5
344	Оз. Алгинское (Гуджирчанское)	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	109	$Q_4\downarrow$	5
345	Оз. Доронинское	Соль хлоридно-натриевая, сода	Сп, Сд	М	110	$Q_4\downarrow$	5,6
346	Оз. Селигранное	Соль хлоридно-натриевая, сода	Сп, Сд	М	111	$Q_4\downarrow$	6
350	Оз. Даурское-Дабаса (Дарасун)-Нор	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	115	$Q_4\downarrow$	6
354	Оз. Борзинское	Соль хлоридно-натриевая, соль сульфатно-натриевая	Сп, Сн	М	119	$Q_4\downarrow$	5
355	Оз. Барун-Шивыргуй	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	120	$Q_4\downarrow$	5
356	Оз. Шихалин-Нор	Соль сульфатно-натриевая	Сн	М	121	$Q_4\downarrow$	5
360	Сереченское	Соль сульфатно-натриевая	Г, А	К	131	$D_2\text{ef}_2\dot{z}\nu$	1
361	Верхневстреченское (Тирехтяхское)	Гипс, ангидрит	Г	К	131	$D_2\text{ef}_2\dot{z}\nu$	1

Окончание табл. 3.13

Номер на карте	Название месторождения	Полезное ископаемое		Ранг месторождения ¹	Связь с галогенной формацией	
		Вид	Индекс вида на карте		Номер ГФ	Возраст ² Веществ.-геох. тип ³
1	Верхнекамское, Усть-Яйвинский уч.	Микрокомпоненты (Br, V, Li и др.)	Br	М	22	P _{1k} (-P _{2u}) †3
2	Русский Турек	Cu - песч.	Cu	М	23	P _{3kz2} 1[2]
22a	Уч. Ашай	Cu - песч.	Cu	М	24	P _{2u} (1)[2]
26	Каргалинское	Cu - песч.	Cu	М	25	P _{2t} (1)
39	Сурингдаконское	Железные руды	Fe	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
90	Камышевский Байкитик	Железные руды	Fe	С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)3
96	Рыбинское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
123	Органовское	Железные руды	Fe	С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
140	Катское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
141	Нерюндинское	Железные руды	Fe	С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
147	Капаевское	Железные руды	Fe	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
153	Полливское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
154	Молдаванское	Железные руды	Fe	С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
157	Южное	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
161	Тубинское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
174	Рудногорское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
176	Седановское	Железные руды	Fe	К	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
180	Татьянинское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
182	Коршунновское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
183	Материковское	Железные руды	Fe	С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
184	Шестаковское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
188	Октябрьское	Железные руды	Fe	М	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3
				С	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am (†)2,3

189	Кежемское	Железные руды	Fe	M	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
190	Красноярское	Железные руды	Fe	M	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
191	Долоновское	Железные руды	Fe	M	45	(V ₂)Є ₁ -Є ₂ am	(↑)2,3
250	Макусовское	Железные руды	Fe	M	52	D ₂ ef-D ₃ fm	(↑)2(5?)
268	Арагачан (Солоночан)	Pb-Zn в карбонатн. к-сах	Pb, Zn	M	129	D ₂ ef ₂ -zv	1
269	Этынское	Pb-Zn в карбонатн. к-сах	Pb, Zn	M	129	D ₂ ef ₂ -zv	1
270	-	Pb в карбонатн. к-сах	Pb	M	131	D ₂ ef ₂	1
271	Ясное	Zn в карбонатн. к-сах	Zn	K	131	D ₂ ef ₂	1
272	Кунаревское	Zn в карбонатн. к-сах	Zn	M	131	D ₂ ef ₂	1
Неметаллические							
4	Вихтовское	Целестин	Sr	M	24	P ₂ u	(1)[2]
13	Нордвикское	Флюорит оптический	F	K	53	Q	5
17	Белогорское	Флюорит оптический	F	K	55	Q	2
<i>Серная группа</i>							
Серная газовая							
1	Оренбургское	Серная газовая	Sr	K	20	P ₁ k	↑4
2	Бугринское	Серная газовая	Sr	M	20	P ₁ k	↑4
3	Воропаевское	Серная газовая	Sr	M	20	P ₁ k	↑4
4	Северо-Шадженское	Серная газовая	Sr	M	20	P ₁ k	↑4
6	Астраханское	Серная газовая	Sr	K	20	P ₁ k	↑4
8	Югамашевское	Серная газовая	Sr	M	22	P ₁ k (-P ₂ u)	↑3
9	Саратовское	Серная газовая	Sr	M	21	P ₁ k	↑4,3
10	Исимовское	Серная газовая	Sr	M	21	P ₁ k	↑4,3
Серная самородная							
11	Алексеевское	Серная самородная	S ⁰	M	23	P ₂ kz ₂	(1)[2]
12	Водино	Серная самородная	S ⁰	C	23	P ₂ kz ₂	(1)[2]
13	Сырейско-Каменнодольское	Серная самородная	S ⁰	C	23	P ₂ kz ₂	(1)[2]

Примечания. 1. Ранг месторождения: К – крупное, С – среднее, М – мелкое. Проявления в реестр не включены. 2. Стрелка вниз (справа от индекса) – соленакопление продолжается в современную эпоху. 3. Цифровые обозначения – типы вещественно-геохимической классификации галогенных формаций (табл. 3.2): 1 – сульфатно-кальциевый, 2 – хлоридно-натриевый, 3 – хлоридно-натриевый, 4 – сульфатно-кальциевый, 5 – сульфатно-натриевый, 6 – карбонатно-натриевый; квадратные скобки – распространение локальное, круглые скобки – распространение ограниченное; стрелка вверх – осложненность солянокупольной тектоникой.

Таблица 3.14
Количественное распределение месторождений и проявлений, связанных с галогенными формациями, по группам и видам полезных ископаемых

Группа	Вид	Месторождения		Проявления и пункты минерализации	Всего по видам	Всего по группам
		уникальные и крупные	средние и малые			
Галургическая	Потребные (ископаемые)	Гипс, ангидрит	70	50	47	364
		Соль хлоридно-натриевая (поваренная)	36	22	35	
		Соль хлоридно-калиевая	12	3	19	
		Соль сульфатно-калиевая	—	1	—	
		Соль сульфатно-натриевая	1	3	—	
		Бишофит	1	2	1	
Гидроминеральная	Современные озерные (са-мосадочные)	Микрокомпоненты солей (Br, V, Rb, Li, Cs и др.)	—	1	4	59
		Гипс	—	1	—	
		Соль хлоридно-натриевая (поваренная)	3	14	4	
		Соль сульфатно-натриевая	—	21	—	
		Сода	1	5	5	
		Микрокомпоненты солей (Br, V, Rb, Li, Cs и др.)	—	—	2	
		Макрокомпоненты (K, Mg, Na, Cl, SO и др.)	—	—	26	
		Микрокомпоненты (Br, V, Li и др.)	—	1	32	
		Rb-Zn и др. в карбонатных комплексах	—	3	18	
		Cu и др. в красноцветных комплексах (медистые песчаники и сланцы)	—	4	78	
Рудная	Металлические	Марганцевые руды	—	—	4	272
		Железные руды	3	20	142	
		Целестин (иногда стронцианит), барит	—	1	8	
		Флюорит оптический	2	—	4	
	Неметаллические	Бораты	—	—	3	18

Серная	Сера самородная	3	23	26	95
	Сера газовая	6	60	69	808
Всего на карте		161	515	808	808

и Восточно-Сибирского бассейнов. Месторождения подгруппы озерных (самосадочных) комплексов, представленных преимущественно голоценовыми соленосными осадками и рапой, распространены в основном в пределах юга России, в субширотной полосе от Предкавказья и Прикаспия до Забайкалья.

Месторождения и проявления ангидрита и гипса (всего около 170) распространены почти во всех (кроме содового) вещественно-геохимических типах ГФ. На территории России они устанавливаются в большинстве формаций каждого типа. Месторождения хлоридно-натриевых солей (каменной, поваренной) – всего более 90 – характерны для всех, кроме сульфатно-кальциевого, их вещественно-геохимических типов и имеются во многих формациях. Каждый из остальных вещественно-геохимических типов соленосных формаций имеет свой специфический относительно устойчивый набор полезных макро- и микрокомпонентов. Так, в двух калиеносных типах – хлоридном и сульфатном, наиболее промышленно важных как по макро-, так и по микрокомпонентам, основной интерес представляют горизонты и залежи калийно-магниевых солей. В хлоридно-калиевом типе они сложены сильвинитом, карналлитом (бассейны Соликамский и Бельский, P₁k, Восточно-Сибирский, V₂–Є₂). В сульфатно-калиевом типе, кроме хлоридных, находятся промышленные концентрации разнообразных сульфатных K-Mg солей – полигалитовых, кизеритовых, смешанных, типа хартзальца, реже каинитовых, лангбейнитовых (Прикаспийский бассейн, P₁k).

Формации сульфатно- и карбонатно-натриевых типов включают «свои» наборы полезных ископаемых: в сульфатно-натриевом типе это соли сульфатно-магнезио-натриевого состава, сложенные мирабилитом, тенардитом, глауберитом, астраханитом, эпсомитом (бассейны Кулундинской, Маньчжурской, Прикаспийской групп), а в карбонатно-натриевом типе – содовые, обогащенные комплексом разнообразных содовых минералов (бассейны Кулундинской, Доронинской и Восточно-Забайкальских групп). В этих же формациях часто локализуются месторождения поваренной соли. Соли сульфатно- и карбонатно-натриевых типов распространены главным образом среди голоценовых озерно-континентальных отложений, где с соляными осадками самосадочных озер связана межкристалльная и наддонная рапа. Среди более древних отложений всего мира месторождения солей этих типов, как и сами формации, редки; на территории России представители сульфатно-натриевого типа в этих отложениях единичны, а карбонатно-натриевого не известны.

Обогащенность микрокомпонентами (Br, Rb, Cs, Li, B, Tl и др.) в разной мере характерна для многих видов соленосных формаций; лишь формации сульфатно-кальциевого типа, не содержащие солей, отличаются также и незначительными их концентрациями. Наиболее значительной (и максимальной)

обогаченностью микрокомпонентами и наибольшим их разнообразием выделяются (и как правило, достаточно резко) калиеносные формации. Главные концентрации микрокомпонентов, иногда достигающие промышленных содержаний, чаще заключены непосредственно в калиеносных частях разрезов, где присутствуют главным образом в виде изоморфной примеси в К-Mg соляных минералах, замещая либо калий (Rb, Cs, Tl и др.), либо хлор (Br и др.). Обогащенность бором типична для формаций сульфатно-калиевого типа, в которых бор локализуется на участках развития сульфатных К-Mg солей.

В целом на территории России ГФ вмещают практически неисчерпаемые запасы каменной соли, гипсов и ангидритов, крупнейшие и уникальные месторождения калийных и магниевых солей и элементов-примесей – Br, Rb, B, Li и др. (Соликамский, Прикаспийский, Восточно-Сибирский бассейны).

Ниже, в качестве итога, для каждого вида полезных компонентов рассматриваемой группы указаны соленосные бассейны России, содержащие наиболее крупные их концентрации (индекс у названия бассейна – возраст ГФ). Отдельно, в качестве двух структурных разновидностей, приведены бассейны (или их значительные части), характеризующиеся субпластовым или солянокупольным залеганием солей.

Подгруппа ископаемых солей:

– сульфатно-кальциевые (гипс, ангидрит) и хлоридно-натриевые соли – Восточно-Сибирский, V_2-E_2 (пластовый подтип), Прикаспийский, P_1k (солянокупольный подтип);

– хлоридно-магниевые-калиевые соли – Восточно-Сибирский, V_2-E_2 (пластовый подтип), Соликамский, P_1k (солянокупольный подтип);

– сульфатно- и хлоридно-сульфатно-магниевые-калиевые, а также бишофитовые соли – Прикаспийский, P_1k (пластовый и солянокупольный подтипы);

– микрокомпоненты солей: Li, B – Восточно-Сибирский, V_2-E_2 (пластовый подтип), Прикаспийский, P_1k (солянокупольный подтип); Br, Rb – Соликамский, P_1k (солянокупольный подтип).

Подгруппа современных озерных (самосадочных) солей, связанных с осадками и рапой голоценовых озерных отложений. Месторождения и проявления сульфатно-натриевых, карбонатно-натриевых и сопровождающих их хлоридно-натриевых солей широко развиты (в разных сочетаниях) в пределах Кулундинского, Манычского, Прикаспийского и ряда других бассейнов. Наиболее крупные концентрации сульфатно- и карбонатно-натриевых солей известны в озерах Кулундинского края.

Группа гидроминерального сырья. Группа включает подземные рассолы, связанные с ГФ (погребенные формационные рассолы), наиболее распространенные в отложениях, подстилающих соляные толщи. Общий набор полезных компонентов по составу близок к набору галургической группы. Промышленное значение в составе подземных рассолов имеют основные макрокомпоненты их ионно-солевого состава (К, Mg и др.) и особенно их микрокомпоненты (Br, B, Li и др.) [Анциферов, 2004; Бойко, 1969; Новые ... , 1982; Основы ... , 1982; Основы ... , 1983; Озол, 1983; Геология ... , 1984; Нетрадиционные ... , 1991; Рябцев, 2004; и др.].

Рассолы, ассоциирующие с галогенными комплексами разных геохимических типов, образуют разные виды гидроминерального сырья, специфические особенности которых в целом сопоставимы с таковыми солей.

Характерны широкие вариации состава со смешением как макро-, так и микрокомпонентов.

На карте показаны около 60 проявлений гидроминерального сырья, часто образующих обширные ореолы, и одно месторождение. Наиболее широко и в значительных концентрациях рассолы с промышленными содержаниями как макро-, так и микрокомпонентов распространены в Восточно-Сибирском (V_2-E_2), Соликамском (P_1k) и Прикаспийском (P_1k) бассейнах. Особенно масштабно они проявлены в Восточно-Сибирском бассейне и охарактеризованы при его описании.

Отметим сразу, что хотя возможности использования этого вида сырья высоки, особенно в отношении микрокомпонентов, пока они относятся преимущественно к группе перспективных.

Рудная группа. Группа объединяет галофильные разновидности многих видов металлических и неметаллических полезных ископаемых – свинца, цинка, меди, ртути, целестина, барита, флюорита, остаточных боратов, реже урана, марганца и ряда других компонентов. Их основные концентрации заключены главным образом не в галогенных, а в пространственно сопряженных с ними, чаще всего биохомогенных элементах соленосных ассоциаций. Многие из этих руд обычно включаются в группу стратиформных амагматических месторождений [Смирнов, 1982]. Среди них наиболее распространены «медистые песчаники» и «медистые сланцы», стратиформные «свинцово-цинковые и барит-флюорит-полиметаллические месторождения в карбонатных комплексах», стратиформные месторождения целестина, барита, киновари и др. В эту же группу мы включили некоторые эпигенетические рудные концентрации, заключенные в кепроках соляных куполов и в других остаточных образованиях (в том числе остаточные бораты; не включены в эту группу лишь месторождения самородной серы, выделенные в самостоятельную серную группу), а также железорудные месторождения ангаро-илимского типа, обязанные взаимодействию с солями и рассолами трапповых комплексов [Павлов, 1975; Басков и др., 1989; и др.].

На территории России распространены месторождения и проявления многих видов металлических и неметаллических полезных ископаемых данной группы преимущественно стратиформного типа. Они известны в Восточно-Сибирском (V_2-E_2 и E_2-O_1), Омудевском (D_2), Тунгусско-Хатангском (D_{2-3}), Соликамском (P_1k), Прикаспийском (P_1k), Волжско-Мезенском (P_2), Прибалтийском (P_2) бассейнах. Повсеместно в наибольшей мере они связаны с высокоуглеродистыми, биогермными, строматолитовыми, слоисто-доломитовыми и красноцветными комплексами (а также с их сочетаниями), которые входят в состав ГФ или контактируют с ними. В зоне гипергенеза, в кепроках соляных диапиров известны, кроме того, залежи остаточных боратов, а на территории развития траппов (в контурах солей) железные руды.

Всего на территории России учтено около 300 месторождений и проявлений полезных ископаемых данной группы, связанных с ГФ. Однако среди них пока резко преобладают (около 90%) проявления.

Наиболее заметные концентрации каждого из видов полезных компонентов содержат следующие соленосные бассейны (индекс – возраст ГФ):

– Pb-Zn, нередко в сочетании с Ba, F, Hg в биогермно-карбонатных комплексах (тип Pb-Zn руд в карбонатных комплексах и его аналоги) – Восточно-Сибирский, V_2-E_2 , E_2-O_1 , Сетте-Дабанский, S_2 , Омудевский, D_2 ;

– полиметалльные Cu-Pb-Zn-руды с богатым спектром микрокомпонентов в высокоуглеродистых породах (тип «медистых сланцев» и его аналоги) – Двинско-Бузулукский, P₂kz, частично Восточно-Сибирский, E₂-O₁, возможно Прибалтийский, P₂ž (представляющий собой восточную периферию Центрально-Европейского с установленными уникальными концентрациями руд этого типа);

– Cu-руды с некоторыми сопутствующими компонентами в пестро-и красноцветных существенно терригенных комплексах (тип «медистых песчаников») – Волжско-Мезенский, P₂, Восточно-Сибирский, E₂-O₁;

– Sr-Ba (иногда с флюоритом) руды в существенно доломитовых комплексах – Волжско-Мезенский, P₂, Московско-Волжский, D₃, Восточно-Сибирский, E₂-O₁;

– флюорит (в том числе оптический), бораты и другие представители Pb-Zn-Ba-Sr-F-Hg-ассоциации в кепроках соляных куполов – Тунгусско-Хатангский, D₂₋₃;

– железные руды (ангаро-илимский тип) – Восточно-Сибирский, V₂-E₂.

Промышленное значение отдельных представителей рассматриваемой группы пока достаточно ограниченное, хотя минерагенический потенциал весьма высок.

Серная группа. Серная «специализация» является одной из устойчивых особенностей ГФ. Она проявляется в избирательных тесных связях с ГФ разных видов серосодержащего сырья. Главнейшие из них: сера самородная (экзогенной группы) и сероводородсодержащие газы (сера газовая).

Среди экзогенных месторождений самородной серы мира с ГФ ассоциируют все промышленно важные. Месторождения газовой серы – второй по значимости источник серосодержащего сырья в мировом производстве и первый в России – повсеместно связаны с галогенно-карбонатными комплексами, образованными двумя мощными регионально выдержанными формациями – карбонатной и галогенной, занимающими смежное вертикальное (реже латеральное) положение [Беленицкая, Гуревич, 1978].

На территории России представлены оба вида полезных ископаемых данной группы – сера самородная и сера газовая. Однако масштабы их весьма различны. Известные месторождения серы самородной имеют сравнительно ограниченные запасы (Средневожский бассейн – наиболее значительный из известных, но ныне не эксплуатируемый, а также Прикаспийский, Предкавказский, Восточно-Сибирский и другие бассейны). Запасы же серы в месторождениях сероводородсодержащих газов в России уникальные (Прикаспийский бассейн с Астраханским супергигантом и Волго-Уральский с Оренбургским).

Месторождения самородной серы на территории России, как и во всем мире, устойчиво связаны с ГФ трех геохимических типов: сульфатно-калиевым, хлоридно-калиевым и хлоридно-натриевым. Основные же серные залежи непосредственно локализованы в сульфатно-кальциевых (гипсангидритовых, бессолевых) подразделениях разрезов, в которых отсутствие солей обусловлено в одних случаях их фаціальным выклиниванием, в других наложенными гипергенными процессами. Внутри сульфатных подразделений серные залежи, как правило, сосредоточены в их частях, контактирующих с карбонатными комплексами или переслаивающихся с ними.

Месторождения сероводородсодержащего газа в настоящее время являются для России основным источником серосодержащего сырья.

В зависимости от состава ГФ, входящих в сероводородоносные комплексы, различаются два типа таких комплексов (и бассейнов): соленосный и сульфатноносный (сульфатно-кальциевый, бессолевой). С первым связаны все крупные месторождения газовой серы России (и мира), промышленное значение второго ограниченное. В соленосном типе в свою очередь отчетливо выступает избирательная связь почти всех крупных концентраций сероводорода с калиеносными типами ГФ, при этом большинства — с сульфатно-калиевыми. Именно к таким принадлежат два основных бассейна сероводородсодержащего газа России — Прикаспийский и юг Волго-Уральского, контролируемые Кунгурской ГФ хлоридно-сульфатно-калиевого типа. Для карбонатных формаций сероводородоносных комплексов характерны большие мощности и широкое развитие биогермных образований, в том числе мощных рифовых построек.

В крупнейших сероносных бассейнах России, как и во многих других бассейнах мира, распространены одновременно месторождения серы, и самородной, и газовой, однако их масштабы и количественные соотношения колеблются. В России оба типа месторождений известны в Волго-Уральском и Прикаспийском бассейнах; в обоих резко преобладают залежи серы газовой при сравнительно ограниченных масштабах установленных месторождений серы самородной. В Восточно-Сибирском оба типа представлены весьма ограниченно.

Наиболее крупные концентрации полезных компонентов серной группы содержат следующие соленосные бассейны России:

— сера самородная (экзогенной группы) в сульфатноносных подразделениях ГФ — Средневожский, P_2kz (субпластовый подтип), Прикаспийский, P_1k (солянокупольный подтип);

— сера газовая (сероводород в составе природных углеводородных газов) преимущественно в рифогенно-карбонатных комплексах, ассоциирующих с галогенными (главным образом подстилающих их) — Прикаспийский бассейн, P_1k (субпластовый и солянокупольный подтипы).

Углеводородная группа. По отношению к нефтегазоносности недр соленосные комплексы осадочных бассейнов играют весьма важную и разноплановую роль, во многом определяя структурные, количественные и качественные характеристики нефтегазоносности и влияя на размещение залежей, на их масштабы, на состав углеводородов и т. д. Значимость солей в качестве фактора, контролирующего размещение нефтегазовых залежей, хорошо известна; она чрезвычайно высока (хотя и совершенно различна) как при их пластовом залегании, когда соли выступают в роли покровов и являются лучшим их типом, так и в условиях соляной тектоники, когда основную контролирующую роль выполняют солянокупольные структуры и сопряженные с ними структурно-тектонические осложнения вмещающих пород. Очень часто соли выполняют одновременно различные контролирующие функции, что особенно отчетливо проявляется при многоэтажном распространении нефтегазовых залежей. Влияние ГФ на размещение месторождений углеводородов в разной мере важно для всех разновидностей месторождений, находящихся в контурах соленосных бассейнов.

На территории России, как и во всем мире, во всех соленосных бассейнах ГФ прямо или косвенно контролируют латеральное и вертикальное размещение скоплений нефти и газа в условиях как пластового залегания солей (бассейны Восточно-Сибирский, Волго-Уральский и др.),

так и солянокупольного (Прикаспийский, частично Волго-Уральский и др.). Сами соли довольно редко непосредственно вмещают залежи углеводородов, которые обычно находятся в негалогенных составляющих ГФ. Такие залежи известны, например, в под- и межсолевых отложениях верхневендско-среднекембрийской ГФ Восточно-Сибирского бассейна, кунгурских ГФ Прикаспийского и Предуралья, в кепроках диапиров девонских солей Енисейско-Хатангского и в некоторых других бассейнах.

Наиболее ярко контролирующая роль ГФ проявляется в отношении месторождений сероводородсодержащих разновидностей углеводородных газов, где она очень сильно сказывается и на составе газов (из-за чего они и рассмотрены в другой, серной группе полезных ископаемых).

В отношении повышенных концентраций гелия в газах роль ГФ не изучена. В Восточно-Сибирском бассейне локализация высокогелиевых газов в под- и межсолевых отложениях верхневендско-среднекембрийской ГФ проявляется вполне отчетливо. Существенно, что и гелийсодержащие (хотя и низкогелиевые) газы Оренбургского месторождения также находятся в подсолевых отложениях. Некоторые связи намечаются и в других регионах, однако для их раскрытия как закономерностей требуются специальные исследования.

Выполненный анализ Карты ГФ дал возможность оценить сырьевой потенциал и общую картину минерагенической значимости ГФ территории России, наметить ряд особенностей распределения разных групп и видов полезных ископаемых, связанных с этими формациями, а также способствовал раскрытию и уточнению особенностей размещения их месторождений и составлению Карты перспективной оценки ГФ территории России на комплекс этих полезных ископаемых.

3.3.2. Закономерности размещения разных групп полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями

Итоги анализа материала по территории России позволили уточнить закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, обусловленные особенностями состава, строения и размещения ГФ. Наиболее общие и типичные особенности распространения полезных ископаемых каждого вида в структуре ГФ в разных фациально-ландшафтных обстановках отражены на модельном рудно-фациальном профиле (рис. 3.63), составленном на основании охарактеризованного выше модельного литолого-фациального профиля самой ГФ (рис. 3.57). Рассмотрим наиболее характерные и значимые закономерности для полезных ископаемых каждой группы.

Галургическая группа. Поскольку галургическую группу образуют полезные компоненты самих галогенных комплексов, в число которых входит подавляющее большинство породо- и даже формациеобразующих соединений (хлоридные, сульфатные, карбонатные и нитратные минеральные соединения K, Mg, Na и Ca) и элементы-примеси (B, Br, Cs, Rb, Tl, Li, F, тесно связанные с породообразующими компонентами), то конкретные наборы полезных и макро- и микрокомпонентов в наибольшей мере определяются вещественно-геохимическими типами галогенных комплексов. Это относится и к полезным компонентам гидроминеральной группы.

Отчетливая корреляция самих вещественно-геохимических типов галогенных комплексов с типами контролирующих их фациально-ландшафтных обстановок, проиллюстрированная в разд. 3.1 (рис. 3.57), позволяет говорить о тройных связях: фациально-ландшафтные обстановки – вещественно-геохимические типы галогенных комплексов – типы минерагенической макро- и микроспециализации (т. е. виды полезных ископаемых). Упрощенное графическое отражение таких связей приведено на рис. 3.63. Их наличие делает детерминированной (и прогнозируемой) минерагеническую специализацию галогенных комплексов разного масштаба – как отдельных градаций, отвечающих отдельным фациально-ландшафтным обстановкам, так и в целом формаций, для которых эти градации выступают как типоморфные. Рассмотрим характерные черты главных макротипов.

Морской депрессионный калиеносный – наиболее промышленно важный как по макро-, так и по микрокомпонентам. Основной интерес представляют горизонты калийно-магниевых солей. В хлоридно-калиевом типе они сложены сильвином, карналитом: бассейны Восточно-Сибирский, V_2 – E_2 , Предуральские (Соликамский, Бельский), P_1k и др. В сульфатно-калиевом типе, кроме хлоридных, находятся промышленные концентрации разнообразных сульфатных К-Mg солей – полигалитовых, кизеритовых, смешанных, типа хартзальца, реже каинитовых, лангбейнитовых: бассейны Прикаспийский, P_1k , Прибалтийский (и в целом Центрально-Европейский), P_2z . Все калиеносные формации характеризуются также и максимальной обогащенностью микрокомпонентами Br, B, Rb, Cs, Tl и др. Их главные концентрации связаны с калиеносными частями разрезов, где образуют изоморфную примесь преимущественно в К-Mg соляных минералах, замещающая либо К (Rb, Cs, Tl), либо Cl (Br) [Кореневский, 1973; Прогнозирование ... , 1990]. Следует отметить, что значительные концентрации Rb характерны для карналитовых (т. е. обогащенных магнием, а не «чисто» калийных сильвинитовых) солей [Сливко и др., 1967]. Обогащенность бором типична для формаций сульфатно-калиевого типа, в которых также локализуется на участках развития сульфатных К-Mg солей. В зоне гипергенеза, чаще в кепроках соляных диапиров, формируются залежи остаточных боратов (отнесенных к рудной группе). По обогащенности бором резко выделяются пермские формации, в меньшей мере неогеновые, еще реже юрские [Озол, 1983]; на территории России – только пермские.

Морской мелководный с ограниченной соленосностью, чаще сульфатно-кальциевого состава. Отличается незначительными концентрациями всех перечисленных полезных макро- и микрокомпонентов.

Озерно-континентальный пестрого состава. Каждый геохимический тип содержит свои наборы солей: сульфатно-натриевый – сульфатно-натриевые и сульфатно-магниевые-натриевые, сложенные глауберитом, тенардитом, мирабилитом, астраханитом, эпсомитом; карбонатно-натриевый – содовые, обогащенные комплексом разнообразных содовых минералов, иногда включающим давсонитовую минерализацию, нередко ассоциирующую с повышенной углеродистостью пород. Для многих озерно-континентальных формаций мира, особенно сульфатно- и карбонатно-натриевых, характерны повышенные (до промышленных) концентрации микрокомпонентов, чаще всего B, Li, иногда Rb, W, F. Озерные соли с промышленными концентрациями микрокомпонентов в твердой и жидкой фазах широко распространены среди голоценовых отложений. Особенно высокие (до уникальных) концентрации установлены в ряде

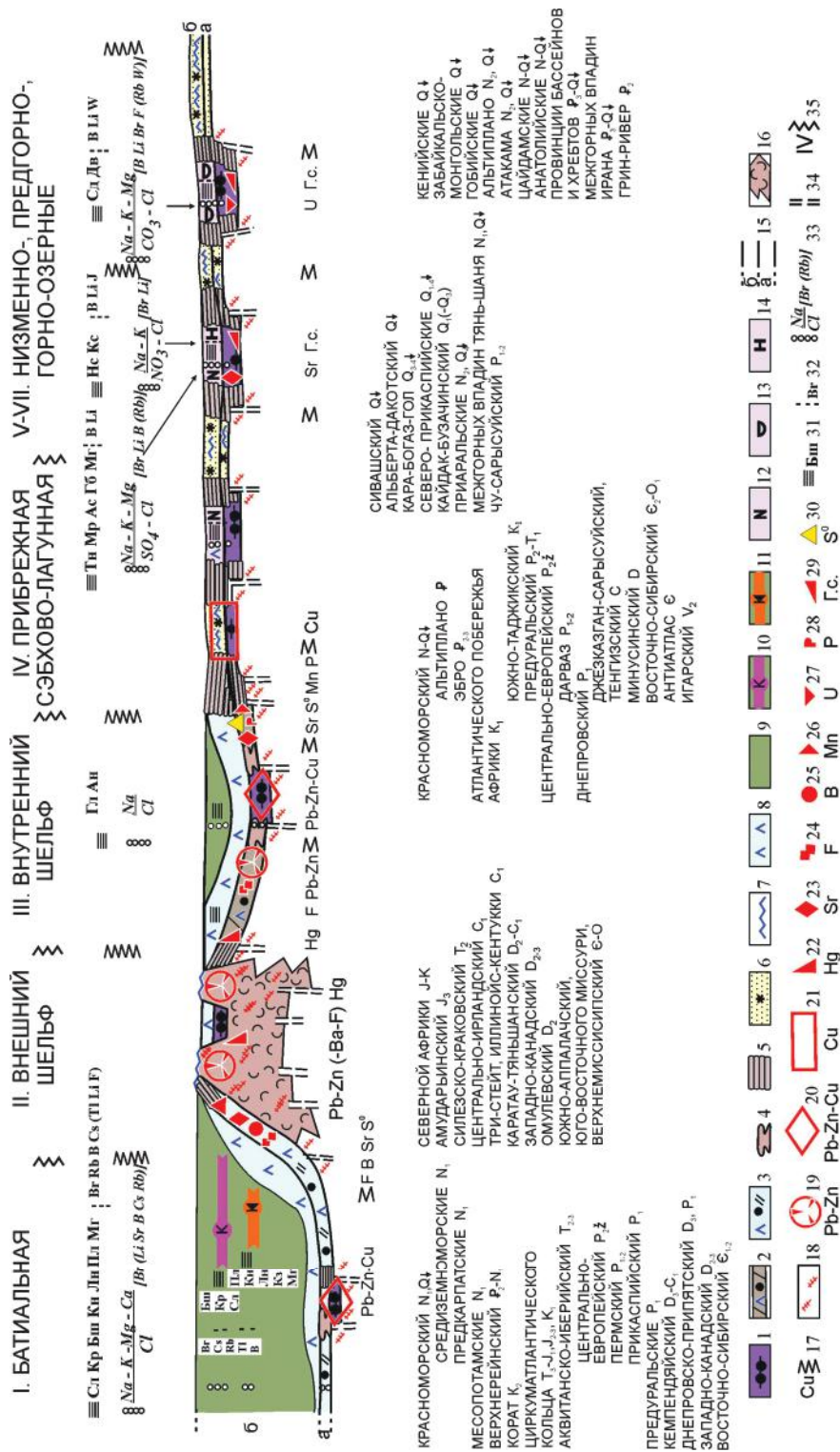


Рис. 3.63. Рудно-фациальная модель рифогенно-углеродисто-соленосной ассоциации. Сост. Г. А. Беленицкая

1–6 – рудоносные парагенерации подгалогенного биохомогенного горизонта: 1 – высокоуглеродистая, 2 – доломитовая с повышенной углеродистостью и сульфатно-ангидридной с повышенной углеродистостью, 4 – примитивно-биогерманная, 5 – пластово-строматолитовая, 6 – красочветная с повышенной углеродистостью, сульфато- и соленосностью; 7 – перерывно-корковые образования; 8–14 – парагенерации галогенного горизонта: 8 – сульфатно-кальциевая, 9 – галитовая, 10 – хлоридно-кальциевая, 11 – сульфатно-кальциевая, 12 – сульфатно-натриевая, 13 – содовая, 14 – нитратная; 15 – биохомогенный (а) и соленосный (б) рифогенный комплекс в субстрате; 17 – зональность распределения полезных компонентов; 18 – диагенетическая металлоносность в субстрате; 19–30 – полезные компоненты в различных парагенерациях биохомогенного горизонта: 19 – Pb-Zn в карбонатных, 20 – Cu-Pb-Zn в высокоуглеродистых (медистые сланцы), 21 – Cu в красочветных (медистые песчаники), 22 – киноварь, 23 – целестин, иногда барит, 24 – флюорит, иногда селлаит, 25 – бораты, 26 – марганцевые руды, 27 – уран, 28 – фосфаты, 29 – металлоносные черные (до горячих) сланцы, 30 – сера самородная; 31, 32 – полезные компоненты в различных парагенерациях соленосного горизонта: 31 – минеральные макрокомпоненты солей (Бш – бишофит, Кр – карналлит, Сл – сильвин, Пл – полигалит, Кн – каинит, Лн – лангбейнит, Кз – кизерит, Мг – магнезит, Гл – галит, Ан – ангидрит, Тн – тенардит, Мр – мирабилит, Гб – глауберит, Ас – астраханит, Сд – минералы содовой группы, Дв – давсонит, Нс – натриевые нитраты, Кс – то же, калиевые), 32 – малые и микроэлементы солей (в скобках редкие); 33 – компоненты гидроминерального сырья (в квадратных скобках – малые и микрокомпоненты, в круглых скобках – более редкие); 34 – зоны нарушений; 35 – ландшафтные обстановки

знаменитых специализированных борно-литиевых провинций мира.

Отражением рассмотренных зависимостей является отчетливая избирательность локализации различных видов полезных макро- и микрокомпонентов в отношении вещественно-геохимических типов комплексов и фациально-ландшафтных типов обстановок. Лишь скопления ангидрита, гипса и в меньшей мере поваренной соли характерны для большинства типов, хотя и для них проявляется некоторая избирательность фациального распределения различных минеральных и структурно-текстурных разновидностей.

Гидроминеральная группа. Рассолы, ассоциирующие с каждым типом галогенных комплексов, образуют разные виды гидроминерального сырья. Их состав и специфические особенности обычно коррелируются с таковыми у солей, что позволяет более уверенно говорить о единстве соленосных флюидно-породных минерагенических систем и их вещественно-геохимических и фациально-ландшафтных типов.

Наиболее богатые и разнообразные комплексы макро- и микрокомпонентов гидроминерального сырья характерны для калиеносных ГФ, а в их контурах – для морских депрессионных комплексов. Вместе с тем общие ареалы распространения гидроминерального сырья нередко выходят за пределы контуров соленосных формаций. Их соотношение изучено слабо и требует специального исследования.

Рудная группа. Эта «сборная» группа объединила разнообразные месторождения металлических и неметаллических галофильных полезных ископаемых, большинство из которых в существующих генетических классификациях обычно соотносится с группой стратиформных амагматических месторождений [Смирнов, 1982]. Существенно, что уже при

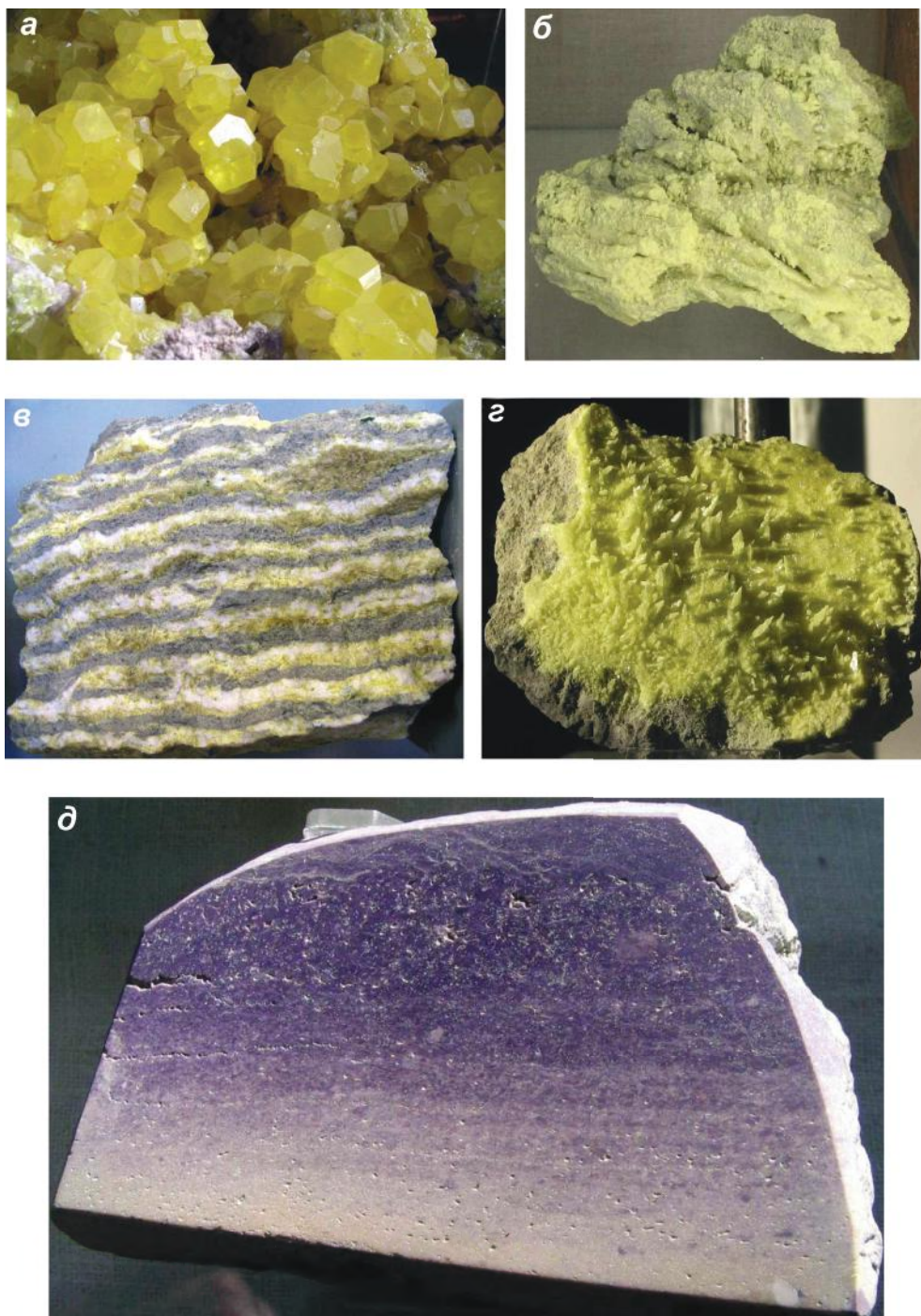


Рис. 3.64. Сера самородная (а), серные руды (б–в) и ратовкит (д). Фото образцов. Сайт «Минералогические музеи мира»

выделении внутри этой группы отдельных типов обычно учитывается, и часто даже вводится в название, устойчивая связь оруденения с тем или иным осадочным комплексом. В галофильную группу стратиформных руд включены следующие типы: «медистые песчаники» (в красноцветных существенно терригенных и карбонатно-терригенных комплексах с повышенной углеродистостью, сульфато- и соленосностью); «медистые сланцы» (в высокоуглеродистых глинисто-кремнисто-карбонатных отложениях — черных сланцах); стратиформные «свинцово-цинковые и барит-флюорит-полиметаллические месторождения в карбонатных комплексах» (в известково-доломитовых, нередко биогермных и биостромно-строматолитовых); пластовые (согласные) месторождения целестина, барита, флюорита, в том числе ратовкита (рис. 3.64), иногда селлаита, киновари, марганца (также преимущественно в известково-доломитовых комплексах, нередко сульфатоносных, биостромно-строматолитовых); урановые (преимущественно в черносланцевых и битуминозных образованиях). При составлении карты в эту же группу мы включили разнообразные металлические и неметаллические полезные ископаемые, образующиеся на более поздних (постседиментационных) стадиях жизни ГФ. Это прежде всего комплекс полезных ископаемых, обязанных воздействию гипергенных факторов и заключенных либо в кепроках соляных куполов, либо в других видах гипергенно преобразованных участков ГФ. В составе комплекса устанавливаются бораты (преимущественно остаточные), флюорит (в том числе оптический), целестин, барит, иногда свинец, цинк, уран и др. В какой-то мере условно в группу включены железные руды ангаро-илимского типа, распространенные в полях развития траппов, где они локализованы в трубках взрыва, а их образование отчетливо связано с процессами взаимодействия с кембрийскими солями.

Важно подчеркнуть, что большинство представителей рассматриваемой группы обычно локализовано не в собственно галогенных, а в контактирующих с ними негалогенных комплексах (подстилающих галогенные, обрамляющих или разделяющих их). Это биогермные постройки разных типов и масштабов, высокоуглеродистые, строматолитовые пласты, слоисто-доломитовые, а также рассеянные формы всех этих образований, рассредоточенные среди карбонатных, красноцветных и других окологалогенных отложений. В результате сопряженность оруденения с галогенезом, хотя и отмечается, но далеко не всегда выражена достаточно отчетливо, особенно в приповерхностных зонах, где галогенные составляющие первыми подвергаются физическому и химическому уничтожению и часто сохраняются лишь в виде реликтов и косвенных признаков. Поэтому сам факт наличия взаимосвязи таких рудоносных (и потенциально рудоносных) комплексов с галогенными обычно подлежит обоснованию.

Поскольку мы рассмотрели набор породных концентраторов обсуждаемых типов оруденения как образования, парагенетически взаимосвязанные, входящие в галофильные ассоциации и локализующиеся вокруг галогенных составляющих, т. е. включили их в состав единых закономерно построенных систем, то это позволило включить в эти же системы и устойчиво контролируемое ими оруденение [Беленицкая, 1989, 2000].

Надо сказать, что вопрос о частой избирательности пространственных связей оруденения с различными породными биохомогенными комплексами (с теми или иными из них) не нов. Как и особенности размещения разных видов полезных ископаемых стратиформной группы, он обсуждал-

ся во многих специальных исследованиях [Страхов, 1962; Кузнецов, 1978; Лурье, 1988; Басков и др., 1989; Богданов, Феоктистов, 1982; Кутырев, 1984; Наркелюн и др., 1983; Павлов, 1975; Парагенезис ... , 1990; Попов, 1980; Справочное ... , 1990; Холодов, 1983; Феоктистов и др., 1997; и др.]. Неоднократно отмечалась и характерная для них сопряженность с галогенными комплексами. До недавнего времени все эти комплексы как члены единой системы не рассматривались, поскольку не были обозначены связи самих рудолокализирующих биохемогенных образований ни друг с другом, ни с галогенными составляющими.

Объединение биохемогенных и галогенных образований и связанных с ними руд в качестве элементов генетически взаимосвязанных и закономерно структурированных биогенно-галогенных рудоносных парагенезов, т. е. как единых соленосных рудно-породных систем, позволило подойти к анализу их рудоносности, используя все установленные взаимосвязи таких систем [Беленицкая, 1989, 2000]. При этом чрезвычайно важны как пространственно-временные взаимосвязи между различными комплексами, так и определенность их позиции по отношению к галогенным членам парагенезов. Кроме того, весьма существенна тенденция каждого из биохемогенных образований к определенной рудной специализации. Так, для биогермных и слоисто-доломитовых комплексов характерны разные сочетания руд Pb, Zn, Hg, Ba, F. Высокоуглеродистые породы в морских отложениях часто содержат комплексные руды Pb, Zn, Cu с богатым спектром других рудных микрокомпонентов, а в озерных — вмещают руды урана. В пестроцветных комплексах, почти всегда в рассеянном виде включающих углеродистые, строматолитовые и доломитовые образования, широко распространены медные руды, локализующиеся, как правило, на участках контрастного сочетания этих образований (прежде всего углеродистых) с красноцветными.

Отражением двух названных особенностей соленосных систем — упорядоченности распределения в них биохемогенных элементов и рудной специализации каждого из них — является закономерное положение оруденения и его отдельных типов в структуре ГФ, в их вертикальном разрезе и в плане (рис. 3.63).

Так, характер вертикального размещения биохемогенных образований в макроциклах — их преимущественная локализация в подгалогенных горизонтах каждого из них — определяет основные уровни оруденения в разрезах ГФ. Намечается даже зависимость между интенсивностью сопряженных с соленаккумуляцией процессов биохемогенеза и масштабами рудогенеза. В частности, наблюдается совпадение уровней наиболее масштабного развития тех и других. Именно подгалогенный биохемогенный горизонт — главный уровень развития биохемогенных образований — чаще всего служит и основным рудолокализирующим горизонтом. В полициклических ГФ оруденение иногда сосредоточено лишь в одном-двух макроциклах, чаще в нижних (медистые сланцы Центрально-Европейского бассейна, P₂ž). В других случаях рудоносные биохемогенные горизонты развиты в подгалогенных частях каждого макроцикла, и тогда оруденение тоже имеет полициклический характер (например, три уровня свинцового оруденения, подчиненного трем макроциклам ГФ Сумсарского района Среднего Тянь-Шаня, D₂žv–D₃f [Лурье, 1988; Рифогенные ... , 1990; Литогеодинимика ... , 1998]. Чаще всего первые снизу уровни оруденения непосредственно предшествуют началу масштабного галогенеза.

Для распределения оруденения в плане определяющим фактором служит латеральная литолого-фациальная зональность ГФ. Каждому литолого-фациальному макротипу ГФ отвечает свой рудно-фациальный макротип, в котором состав руд и их распределение во многом зависят от присущих данному макротипу ГФ наборов биохемогенных элементов и их пространственных соотношений. В частности, для сопряженных разрезов внешнего шельфа (барьерно-рифовых, *II*) и внутреннего шельфа (мелководно-шельфовых, *IIIБ*) чаще всего характерны руды следующих типов: Pb и Zn в сочетании с Ba, F, Hg – в рифогенных, известняково-доломитовых и в рассеянных биогермных комплексах (в России бассейны Восточно-Сибирский, V_2 – E_2 , Сетте-Дабан, S_2 , Омудевский, D_2 , за рубежом Пайн-Поинт, $D_{2,3}$, Каратау-Тяньшанский, D_2 – C_1 , Центрально-Ирландский, C_1 , Силезско-Краковский, T_2 и др.); комплексные полиметалльные Cu-Pb-Zn с богатым спектром микрокомпонентов – в высокоуглеродистых породах, в частности «медистые сланцы» (месторождения Польши и Германии вдоль окраин Центрально-Европейского бассейна, $P_2\check{z}$, содержащие также Ag, U, Pt, Co и другие компоненты, а также, возможно, Восточно-Сибирский, E_2 – O_1 , Двинско-Бузулукский, P_2kz); В, F, Sr, Mn – преимущественно в пачках переслаивания доломитов, часто строматолитовых, с ангидритами.

В батиальных, *II* и депрессионно-шельфовых, *IIIА* разрезах, ныне наименее изученных, вероятны комплексные Pb-Zn-Cu руды в подсолевых высокоуглеродистых образованиях. Их современными формирующимися представителями можно считать металлоносные осадки впадин Красного моря.

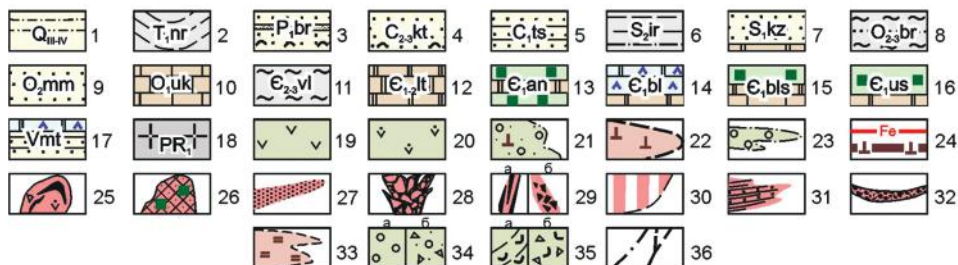
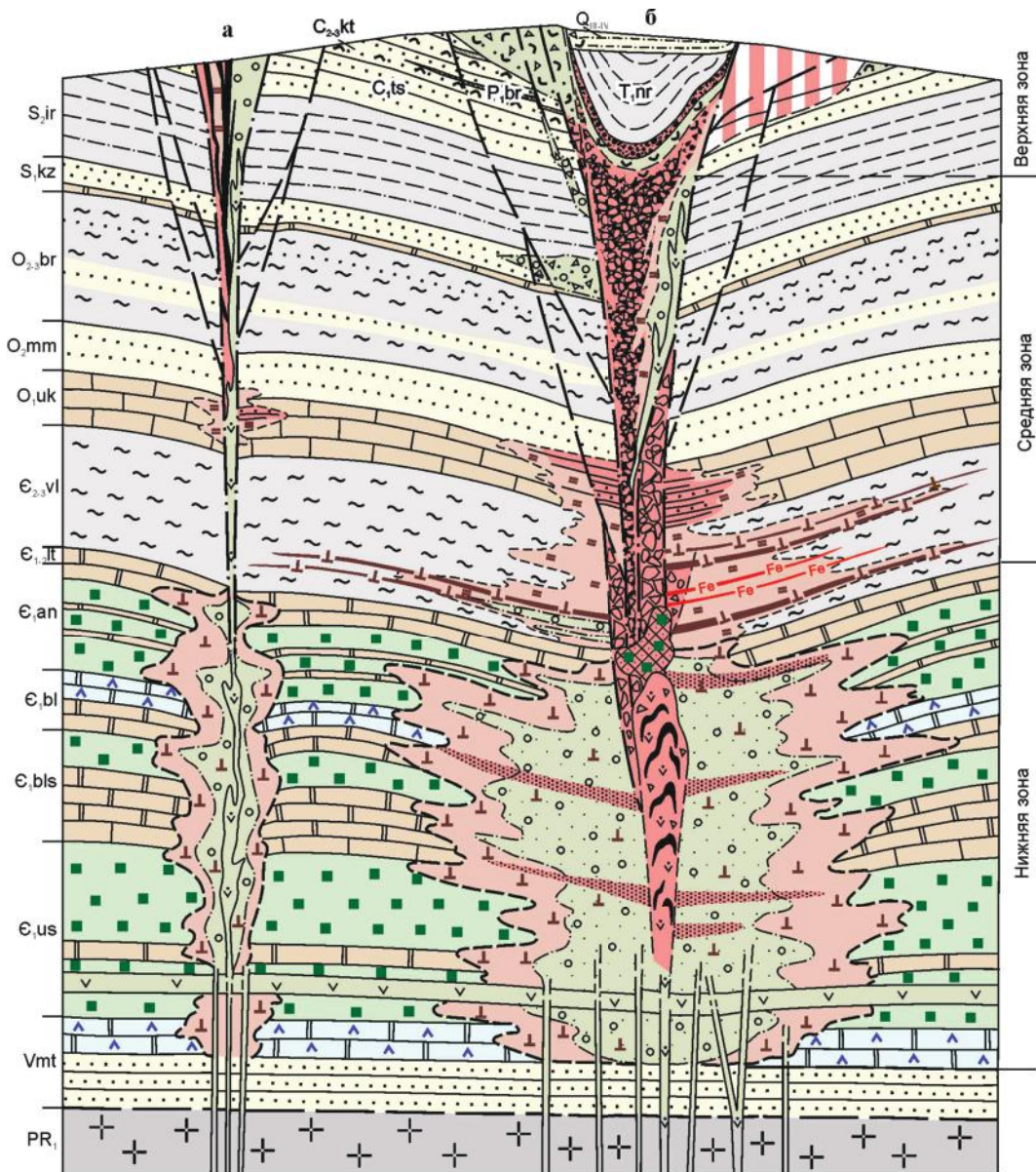
Для прибрежных эвхново-лагунных, *IV* разрезов характерны медные руды с разным содержанием сопутствующих элементов типа медистых песчаников – в красноцветных комплексах на участках их контрастного сочетания с углеродистыми, строматолитовыми, доломитовыми (юг Сибирской платформы, E_2 – O_1 , восток Русской платформы, P_2 – T_1 , Припятско-Днепровский авлакоген, D_3 – P_1 , Амударьинский и Южно-Таджикский бассейны, K_1nc , Атлантическое побережье Африки, K_1 , бассейн Эбро, P_3^2).

В континентально-озерных *V*, *VI*, *VII* отложениях, пока также недостаточно изученных, известны руды урана в высокоуглеродистых и строматолитовых образованиях, сопряженных с галогенными, а в современных обстановках – концентрации W, Li, B, As, Sr, Pb, Zn, F [Бойко, 1969; Озол, 1983; Бондаренко, 1986; Басков и др., 1989; Прогнозирование ... , 1990; Беленицкая, 2000].

Итоговая картина оруденения в структуре полициклической зональной ГФ суммирует многоуровневую цикличность и сложную зональность распределения руд, во многом отражая и транслируя таковые в размещении биохемогенных образований. Пространственные соотношения оруденения и с собственно галогенными членами ГФ – с разными их вещественными, геохимическими, структурно-текстурными и фациальными типами – тоже носят закономерный характер.

Рассмотренные зависимости существенно дополняют и конкретизируют известные закономерности размещения полезных ископаемых данной группы, расширяя их прогнозно-поисковую значимость.

Что касается железорудных месторождений ангаро-илимского типа, условно включенных нами в эту же группу, то и они, будучи итогом взаимодействия магматических пород траппов с соляно-рассольными массами (рис. 3.65, 3.66) [Павлов, 1975; Е. А. Басков, 1989; Фон-дер-Флаасс, 1997;



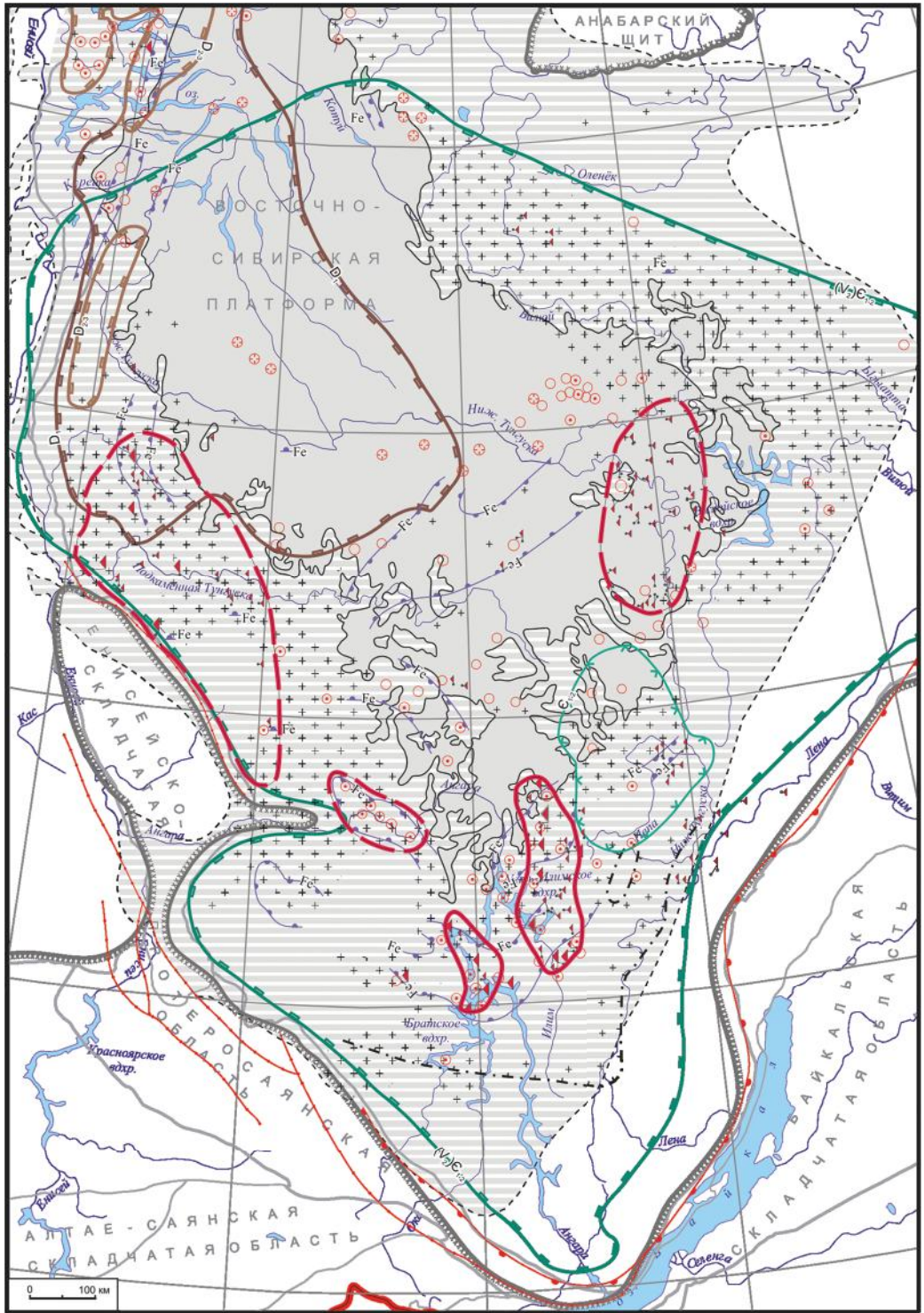
и др.], являются генетическими производными масштабной соленосности недр. Правда, трактовки их генезиса несколько различаются. Наиболее распространена модель [Павлов, 1975; Е. А. Басков, 1989; и др.], согласно которой трубки взрыва представляли собой локализованные очаги мощной восходящей разгрузки, дренировавшие высококонцентрированные нагретые и обогащенные различными газами (CO_2 , CH_4 , H_2S и др.) рассолы из подсолевых и соленосных толщ. Высокоактивная газово-рассольная смесь, взаимодействуя с интрузивными породами трубок, резко обогащалась железом, образуя горячий рудоносный флюид, способствовавший интенсивным взаимодействиям между интрузивными и вмещающими породами (прежде всего карбонатными) вдоль их контактов. Для внутри- и околотрубного пространства многих рудоносных трубок взрыва характерны ареалы проявления гидротермально-метасоматических процессов (скарнирование, альбитизация, хлоритизация, карбонатизация пород и др.) с интенсивным изменением вмещающих пород вплоть до почти полного превращения в рудоносные хлорит-серпентин-карбонатные метасоматиты.

Несколько иную модель развивает Г. С. Фон-дер-Флаасс [Фон-дер-Флаасс, 1997 и др.]. Основываясь на данных изучения глубоких – поддиатремовых – участков рудных тел, этот исследователь придает главное значение собственно магматическому этапу, предшествовавшему образованию диатрем и гидротермально-метасоматическим процессам и определившему их основные черты. По его мнению, на этом этапе при внедрении горячих магматических расплавов в мощные соляные толщи внутри этих толщ на глубинах 2–2,5 км происходило расплавление карбонатно-соляных масс, возникали периферические магматические камеры, в которых карбонатно-соляные расплавы активно взаимодействовали с силикатными. Магнетитовые руды являлись итогом прежде всего этих взаимодействий. Последующее возникновение диатрем, трещинообразование

Рис. 3.65. Обобщенный разрез железорудного месторождения ангаро-илимского типа (структурно-генетическая модель рудного поля). По [Фон-дер-Флаасс, 1997]

а, б – близповерхностные железорудные диатремы: *а* – с укороченным циклом развития, *б* – зрелого типа.

1 – четвертичные отложения в молодых впадинах, перекрывающие отложения чашеобразной структуры; *2* – нижнетриасовые терригенные отложения, выполняющие чашеобразную структуру (нерюндинская свита); *3–5* – каменноугольно-пермские терригенные угленосные отложения, свиты: *3* – бургу克林ская, *4* – катская, *5* – тушамская; *6, 7* – силурийские отложения, свиты: *6* – ярская, *7* – кежемская; *8–10* – ордовикские отложения, свиты: *8* – братская, *9* – мамырская, *10* – усть-кутская; *11–16* – кембрийские отложения, свиты: *11* – верхоленская, *12* – литвинцевская, *13* – ангарская, *14* – бельская, *15* – булайская, *16* – усольская; *17* – мотская свита венда; *18* – нижнепротерозойские образования фундамента платформы; *19* – раннетриасовые долериты; *20* – базальты синрудные; *21* – массив гранулированных базальтов; *22* – кальцититовая оторочка массива гранулированных базальтов; *23, 24* – послойные инъективные тела: *23* – гранулированных базальтов, *24* – магнетита (Fe) и кальцититов; *25* – базит-магнетитовое штокообразное тело; *26* – залежь галит-магнетитовых руд; *27* – скопления вкрапленных руд в массиве гранулированных базальтов; *28* – крутопадающая залежь брекчиевидных руд в диатреме; *29* – жильные руды: *а* – монолитные тела, *б* – брекчированные в эндоконтакте диатремы; *30* – проекция жильного тела на вертикальную плоскость; *31* – пологие рудные залежи в карбонатных породах средней зоны; *32* – «чашечные» руды; *33* – зоны скарнирования; *34* – туфизиты (*а*) и эксплозивные брекчии (*б*) в диатремах; *35* – переотложенные туфы верхних уровней диатремы (*а*) и псефитовые туфы взрывной кальдеры (*б*); *36* – эруптивные контакты диатрем (*а*) и кулисообразные нарушения в обрамлении (*б*)



и масштабные гидротермально-метасоматические процессы с участием рассольно-соляных масс также сопровождались накоплением железных руд. Последовательная смена процессов во времени и пространстве стала причиной формирования вертикальной зональности оруденения.

Характер распределения руд по разрезу, сопряженные изменения пород и последовательность процессов минерало- и рудообразования на месторождениях ангаро-илимского типа отражены на рис. 3.65.

В верхней части трубок распространен еще один тип железных руд, т. н. чашечных. Их образование связано с конечной разгрузкой рудоносных рассолов, осуществлявшейся в кальдерно-озерные и озерные бассейны, которые выполняли компенсационные депрессии, возникавшие над трубками. Они известны на трубках с неглубоким эрозионным срезом.

Заслуживают внимания характерные особенности состава магнетитовых руд: широкое распространение в них галита (вплоть до образования галито-магнетитовых разновидностей), гипса и ангидрита, обогаченность магнием, стронцием, литием и некоторыми другими элементами, весьма типичными для подсолевых рассолов данного региона. На Октябрьском месторождении в разрезах чашечных руд обнаружены залежи магнетито-целестиновых и существенно целестиновых руд (с содержанием SrO до 28%) [Подпорина и др., 1988]. Все это может служить дополнительным важным свидетельством участия и солей, и рассолов в рудогенезе.

Важно, что формирование магнетитовых месторождений ангаро-илимского типа (при любом варианте их генетической интерпретации) является итогом взаимодействия между интрузивными и соляно-рассольными массами как на уровне соленосных толщ, так и на путях восходящей миграции вдоль трубок взрыва, а также в области конечной разгрузки на палеоповерхности Земли.

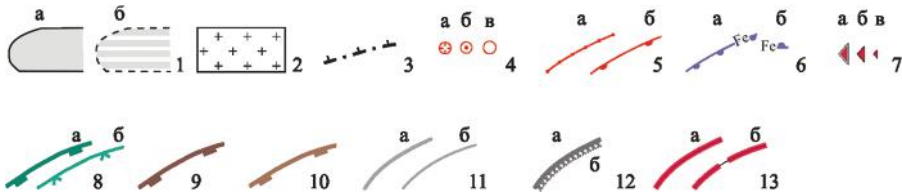


Рис. 3.66. Схема распространения солей, траппов и железных руд на территории Восточной Сибири

1 – общая внешняя граница и площадь распространения трапповой формации: *a* – современные, *б* – реконструируемые; 2 – площадь установленного распространения интрузивных фаций; 3 – южная и восточная граница распространения усольского силла (по Г. Д. Феокистову, 1978); 4 – вулканы (вне масштаба: *a* – стратовулканы, *б* – шлаковые конусы, *в* – маары); 5 – разломы активные: *a* – в пермско-триасовое, *б* – в посттриасовое время; 6 – площади распространения (*a*) и локального проявления (*б*) потенциально железорудных формаций; 7 – месторождения (*a* – средние, *б* – малые) и проявления (*в*) железных руд ангаро-илимского типа; 8–10 – границы распространения соленосных формаций: 8 – верхнедевонд-среднекембрийской (*a* – галитовой, *б* – калиеносной градаций), 9 – нижнедевонской, 10 – средне-верхнедевонских; 11 – границы структурно-тектонических подразделений первого (*a*) и второго (*б*) порядков; 12 – границы между территориями распространения осадочного чехла (*a*) и складчатыми областями и шитами (*б*); 13 – территории наиболее перспективных на железные руды ангаро-илимского типа: *a* – с установленными, *б* – без установленных промышленных месторождений. Знаки 1, 2, 4–6 по [Атлас ... , 2001], 7 – по [ГГК/3, м-б 1 : 1 000 000], 8–13 – по Карте галогенных формаций (прил. 3.1)

Закономерности соотношений между оруденением и соленосностью недр не изучены. Судя по имеющимся сведениям о распространенности железных руд относительно общих контуров соляных толщ и типов их разрезов, весьма важным фактором их формирования являлись значительные мощности соляных толщ. Для суждения же о более детальных особенностях взаимосвязи оруденения (мест его локализации, масштабов и др.) с теми или иными фашиально-литологическими разновидностями кембрийской ГФ, имеющегося материала пока недостаточно.

Серная группа. Серная специализация ГФ и в целом соленосных бассейнов ярко проявляется в тесных связях с ними разных видов серосодержащего сырья, главнейшими из которых являются сера самородная (экзогенной группы, рис. 3.64) и сера газовая. Но не только в этом. Сама эта связь отражает более общую особенность соленосных бассейнов: чрезвычайно широкое распространение в их составе разнообразных соединений, обогащенных серой. Хотя в рассматриваемую группу полезных ископаемых мы выделили лишь два собственно «серных» вида, однако общую серную специализацию определяют и некоторые виды, вошедшие в две первые (галогенную и серную) группы: разные типы сульфатных пород первой группы, а также, хотя и в относительно меньших масштабах, сульфатные и сульфидные руды второй.

В настоящее время соленосные бассейны вмещают несколько промышленно значимых источников серного сырья. Наиболее важными в мировом балансе ресурсов и производства являются (в порядке понижения относительной значимости): сера самородная, сера газовая (сероводородсодержащие углеводородные газы), высокосернистые нефти, сульфатные породы (гипсы, ангидриты), сероводород подземных вод. Сульфатные породы, несмотря на колоссальные величины заключенных в них запасов серы, реально в качестве ее источника имеют весьма ограниченное значение из-за дороговизны извлечения. Сера нефтей в большей мере служит негативной характеристикой нефтей. Возможность промышленного использования еще одного источника – сероводорода подземных вод – пока лишь обсуждается.

Остановимся на характерных чертах распределения скоплений серы самородной и газовой и их взаимоотношений, а также на ряде более общих особенностей соленосных бассейнов как глобальных аномалий серы в осадочной оболочке Земли.

Закономерности размещения месторождений серы самородной и серы газовой (сравнительный анализ). В большинстве соленосных бассейнов мира распространены скопления серы как самородной, так и газовой. В части из них оба типа представлены масштабно (бассейны Волго-Уральский, Амударьинский, Пермский, Мексиканского залива, Месопотамский), в других преобладают залежи серы газовой (бассейны Прикаспийский, Западно-Канадский, Североморско-Германский, Аквитанский), в третьих – серы самородной (Предкарпатский бассейн).

Сопоставление закономерностей размещения месторождений серы двух рассматриваемых видов [Соколов, 1959; Юшкин, 1968; Беленицкая, Писарчик, 1986; Анисимов, 1976; Беленицкая, Гуревич, 1978; Закономерности ... , 1980; и др.] позволяет выделить главные черты их сходства и обозначить ряд различий. Сходство характерно преимущественно для факторов регионального размещения, в то время как факторы локального

контроля существенно различаются. Кратко сопоставим те и другие в порядке их значимости, подчеркивая черты сходства и различия.

Формационно-литологические особенности. Приуроченность к мощным галогенно-карбонатным комплексам является наиболее общей особенностью размещения месторождений обоих типов. В разрезе комплексов залежи серы самородной находятся в галогенных формациях (обычно в их ангидритовых парагенерациях), серы газовой – в карбонатных. Поверхность контакта этих двух формаций в значительной мере контролирует положение залежей тех и других, а сами залежи размещаются по разные стороны от этой поверхности (служашей границей их раздела).

Наиболее значительные концентрации серы обоих типов связаны с калиеносными разновидностями ГФ, особенно часто с сульфатно-калиевыми. Для самородной серы такая связь проявлена не всегда отчетливо. Так, в Средневожском и Предкарпатском бассейнах сероносность непосредственно подчинена формациям некалиеносным (галитовым), однако в обоих случаях (в обоих соленосных бассейнах) ниже по разрезу в близком стратиграфическом интервале находятся мощнейшие калиеносные формации, обе сульфатно-калиевого типа (P_{1k} в Предуральско-Прикаспийском бассейне, N_1^{1-2} в Предкарпатском). Ряд других крупнейших сероносных бассейнов мира (Пермский, Сицилийский) непосредственно связан с формациями сульфатно-калиевого типа.

В ареалах распространения ГФ месторождения серы газовой располагаются преимущественно в контурах калиеносных градаций, серы самородной – сульфатно-кальциевых. Для последних отсутствие солей определяется либо их седиментационным выклиниванием, либо гипергенным уничтожением.

Для карбонатных формаций сероносных комплексов обоих видов характерно региональное распространение, часто значительные мощности, широкое развитие органогенных построек, в том числе рифогенных, ограниченное количество терригенных пород. Для месторождений газовой серы связь с рифогенными комплексами и зонами их распространения проявлена особенно широко и ярко: именно последние являются носителями наиболее масштабных и уникальных ее скоплений. Для серы самородной также намечается тяготение к органогенным комплексам [Кропачева, 1981]. Так, к склонам рифогенных массивов приурочены залежи серы Амударьинского, Пермского, Месопотамского и ряда других бассейнов. Характерно, что эти рифогенные массивы во многих случаях представляют собой бывшие нефтегазоносные сероводородоносные структуры, ныне расположенные в тектонически и гипергенно разрушенных близповерхностных частях бассейнов, в то время как в более глубоких их зонах аналогичные рифогенные комплексы и в настоящее время вмещают залежи высокосернистых углеводородов.

В сероносных комплексах обоих типов прослежен также ряд сходных, хотя и разных по масштабу вторичных преобразований пород, которые затрагивают сульфатные составляющие (ангидрит, гипс), сопровождаясь замещением их кальцитом и высвобождением восстановленной серы. Именно эта сера участвует в накоплении сероводорода (в глубоких зонах) и/или элементарной серы (в близповерхностных окислительных обстановках). Существенно сходство изотопных соотношений серы во взаимодействующих минеральных и флюидных соединениях [Беленицкая и др., 1978, 1981; Закономерности ... , 1980].

В *стратиграфическом* распределении серы самородной и газовой имеется ряд общих максимумов, подчиненных глобальным максимумам галогенеза (D_{2-3} , P_{1-2} , T_3-J_1 , J_3 , N_1), во многих случаях следовавшим за пиками карбонатонакопления или/и предшествовавшим им [Беленицкая, 2000]. Наиболее отчетливое совпадение характерно для пермского и неогенового максимумов, выделяющихся наибольшими запасами серы обоих видов. Намечается корреляция максимальных общих концентраций серы с пиками галогенеза первого порядка (P_{1-2} , N_1), менее значительных – с пиками второго порядка (D_{2-3} , T_3-J_1 , J_3).

В каждом конкретном бассейне скопления серы каждого вида обычно локализируются на одном, реже двух-трех стратиграфических уровнях, которые выдерживаются по всей площади бассейна или большей его части. Для залежей серы самородной нередко характерна связь с более молодыми (относительно сероводородсодержащих) карбонатно-галогенными комплексами.

Тектоническая позиция месторождений обоих видов определяется последовательным сочетанием палеогеодинамических обстановок, благоприятных сначала (в седиментогенезе) для формирования специализированных (потенциально продуктивных) на серу комплексов, затем (в катагенезе или гипергенезе) для возникновения залежей и их сохранения. Среди обстановок первой группы по своей максимальной продуктивности выделяются краевые прогибы и остаточные впадины коллизионных поясов. Среди вторых – области более поздней наложенной геодинамической активности, почти исключительно неогеодинамической. Для первых характерна связь с замыканиями тетисных океанических бассейнов разных генераций: позднепалеозойского Палеотетиса (комплексные сероносные бассейны Прикаспийский, Пермский, Североморско-Германский) и кайнозойского Неотетиса (Предкарпатский, Средиземноморский). В пределах всех обстановок месторождения серы газовой располагаются в тектонически погруженных частях, серы самородной – в резко приподнятых.

Условия нефтегазоносности. Для месторождений серы обоих видов обычна приуроченность к крупным нефтегазоносным бассейнам с региональной нефтегазоносностью сероносных комплексов. Внутри же таких бассейнов оба вида месторождений разобщены: основные концентрации серы газовой совпадают с зонами максимальной нефтегазоносности (преимущественно с зонами мощного газонакопления), серы самородной – с участками тектоно-эрозионного разрушения нефтегазовых залежей в зонах глубинного гипергенеза.

Термобарические, гидрогеологические, микробиологические, палеогеоморфологические особенности обстановок серонакопления. Некоторые из показателей, типичных для серы газовой и серы самородной, сходны, но многие существенно различаются (М. В. Иванов, М. С. Гуревич, А. И. Отрешко, Л. Б. Померанц, Н. П. Юшкин, Л. А. Анисимов, Г. А. Беленицкая и др.).

Для обстановок сероводородонакопления, отражающих условия закрытости недр, обеспечивающих сохранность залежей углеводородов, типичны значительные величины глубин, пластовых давлений, температур (или палеотемператур); гидрогеологическая и нефтегазовая закрытость; затрудненный и главным образом весьма затрудненный водообмен; рассолы в основном хлор-кальциевого типа; отсутствие микроорганизмов; повышенные концентрации растворенного H_2S и сульфат-иона. Параметры обстановок накопления серы самородной (ее основного инфильтрацион-

но-метасоматического типа) определяются их приуроченностью к зонам глубокого эрозионно-тектонического вскрытия недр, которые инициировали и стягивали на себя два встречных потока — восходящих напорных сероводородсодержащих углеводородно-рассольных вод и нисходящих кислородсодержащих вод поверхностного питания. Именно смешение в зоне глубинного гипергенеза этих двух контрастных потоков и взаимодействие вод смешения с сульфатными составляющими пород определяет характерные гидрохимические показатели зоны серообразования: значительные перепады величин Eh, присутствие и высокая активность различных групп микроорганизмов круговорота серы, высокая сульфатность вод, повышенные содержания H_2S , обогащенность органическим веществом.

На фоне общности глобальных и региональных закономерностей размещения концентраций серы газовой и самородной многие их локальные показатели резко различаются, нередко являясь взаимоисключающими. Можно сказать, что эти два вида месторождений серы представляют собой единую контрастно-сопряженную пару.

Серно-галогенные аномалии. Как уже отмечалось, помимо серы самородной и газовой, с соленосными бассейнами устойчиво сопряжен еще ряд серосодержащих соединений. Это и «твердые» компоненты ГФ — прежде всего их сульфатные составляющие (сульфаты Ca, Mg, K, Na), заключающие колоссальные массы серы, и жидкие компоненты — подземные воды с повышенными концентрациями сероводорода и сульфат-иона, и наконец, разнообразные углеводороды с повышенной сернистостью во всех их представителях (нефтях, конденсатах, рассеянном органическом веществе пород и т. п.). Все вместе эти компоненты образуют высокоинтенсивные комплексные аномалии серы — породные, рудные, геохимические [Беленицкая, 2000, 2004]. Для всех таких аномалий характерно широкое площадное распространение, высокие концентрации серы и многообразие ее фазовых и валентных форм. И еще одна их общая очень важная черта заслуживает особого внимания — высокая активность и подвижность многих из перечисленных форм серы.

Размещение серных аномалий в плане и разрезе контролируется контурами ГФ, причем всех наиболее крупных калиеносных их типов. Отчетливо проявляется совпадение в стратисфере глобальных аномалий серы с аномалиями галогенеза.

По времени все значительные комплексные аномалии серы (как и «индивидуальные» максимумы серы самородной и газовой) отвечают пикам галогенеза (как галогенеза в целом, так и раздельно для сульфато-, соли- и калиенакопления).

Два наиболее крупных глобальных максимума накопления серы — пермский и миоценовый — совпадают с двумя самыми крупными пиками галогенеза, которые характеризуются «аномальным» сульфатно-калиевым типом солей. В итоге пермской и миоценовой эпохам отвечают два самых значительных серно-галогенных максимума, выделяющихся как по количеству серы, солей, калия, так и по разнообразию форм их проявления. Выделяются эти две эпохи и максимальной интенсивностью других геохимических и биогенных «событий», в частности, максимальной бороносностью, крупнейшими аномалиями изотопного состава серы и других элементов. Возможно, аналогичные характеристики имеет еще один — поздневендско-кембрийский пик соленаккопления, третий из наиболее значительных его глобальных максимумов.

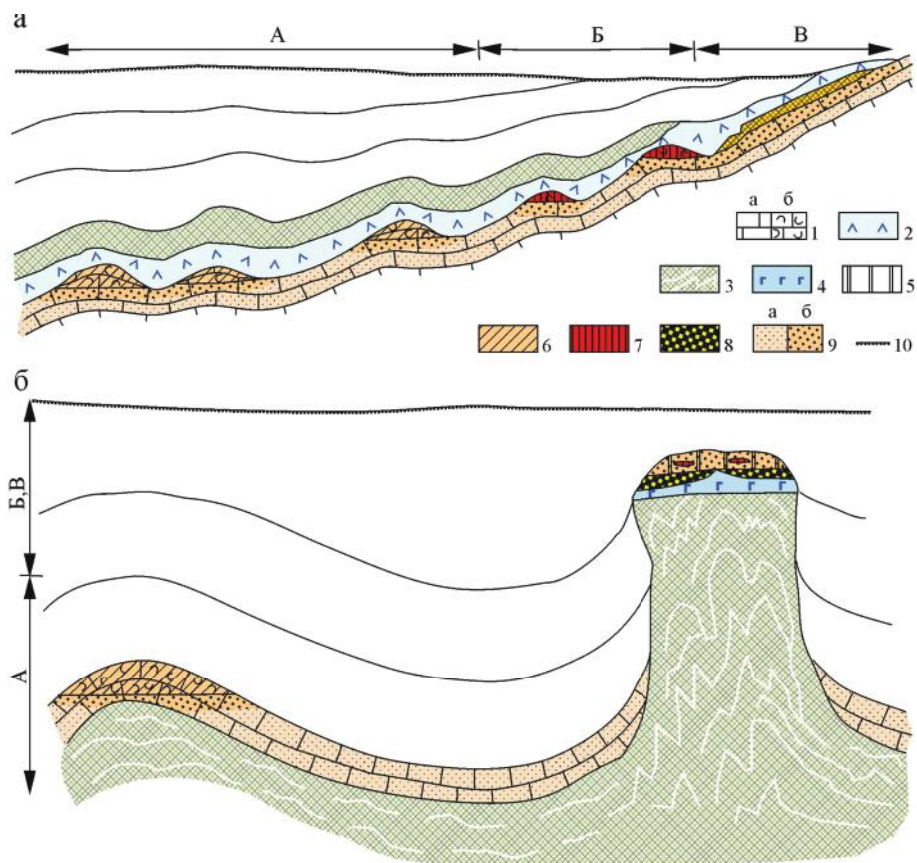


Рис. 3.67. Принципиальная схема зональности минерало-геохимических проявлений серы в карбонатно-галогенных комплексах при нормальном напластовании пород (а) и в связи с солянокупольными образованиями (б). По [Беленицкая, 1998]

1 – комплексы карбонатных пород (а), в том числе биогермные (б); 2 – ангидриты; 3 – каменная соль; 4, 5 – кепрок соляного купола: 4 – гипс-ангидритовый, 5 – карбонатный; 6–8 – залежи: б – свободного сероводородсодержащего газа и газоконденсата, 7 – высокосернистых нефтей, 8 – самородной серы; 9 – сероводород в подземных водах в разных концентрациях: а – преимущественно в небольших фоновых (от единиц до 100 мг/л), б – в повышенных (от 100 до 1000 мг/л и более); 10 – поверхность Земли. А–В – зоны преимущественного распространения: А – сероводородсодержащего свободного газа и газоконденсата, Б – высокосернистых нефтей и сероводородсодержащих нефтяных газов, В – месторождений самородной серы

Следует еще отметить, что крупнейшие соленосные бассейны пермской и неогеновой эпох, контролирующие две главные серно-галогенные аномалии, во времени коррелируются с эпохами важнейших геодинамических перестроек, а в пространстве связаны с коллизийными поясами, возникавшими при замыкании тетисных океанических бассейнов двух генераций – герцинской и альпийской.

В пределах серно-галогенных аномалий распределение и соотношение различных серосодержащих образований носит упорядоченный характер. Определяющими факторами выступают сочетания седиментационной

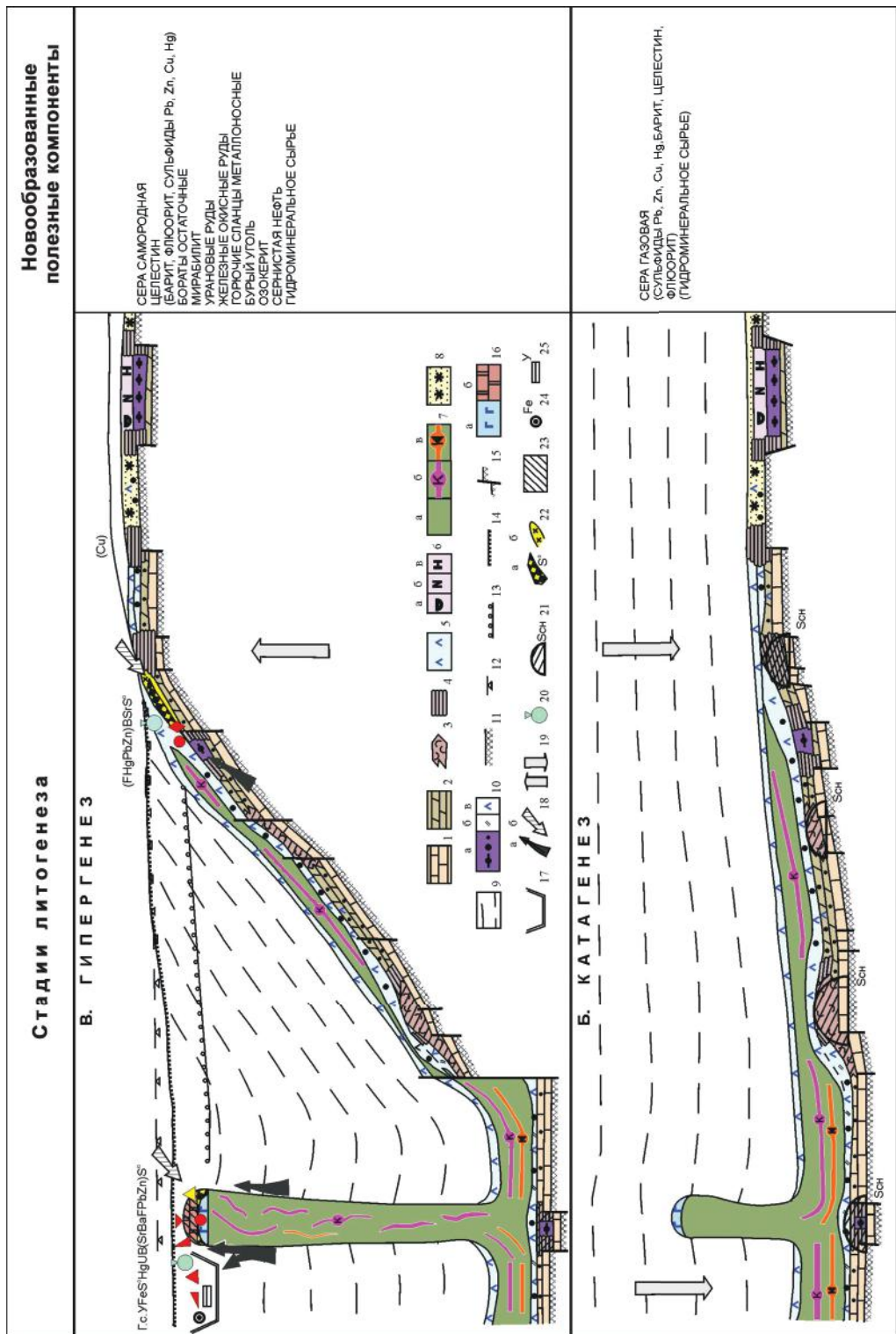
фациально-тектонической зональности ГФ и наложенной зональности эпигенетических процессов, которая в свою очередь подчинена проявлениям стадильности литогенеза и тектонической активности недр. При пластовом залегании ГФ в направлении от внутренних погруженных частей бассейнов, отвечающих обстановкам катагенеза и изолированности недр с соленосными (часто калиеносными) типами разрезов, к внешним, подвергшимся эрозионно-тектоническим воздействиям и гипергенным преобразованиям, происходит зональная смена минерагенических форм серы и ее месторождений в полого восходящей последовательности: сера газовая → сера нефтей и попутных газов → сера самородная (рис. 3.67). Принципиально аналогичная зональность, но с субвертикальным вектором, прослеживается и в связи с солянокупольными образованиями: с глубокозалегающими поднятиями чаще ассоциируют залежи газовой серы, а с близповерхностными, с их вторичными сульфатно-карбонатными кероками — высокосернистые нефти, попутные газы и самородная сера.

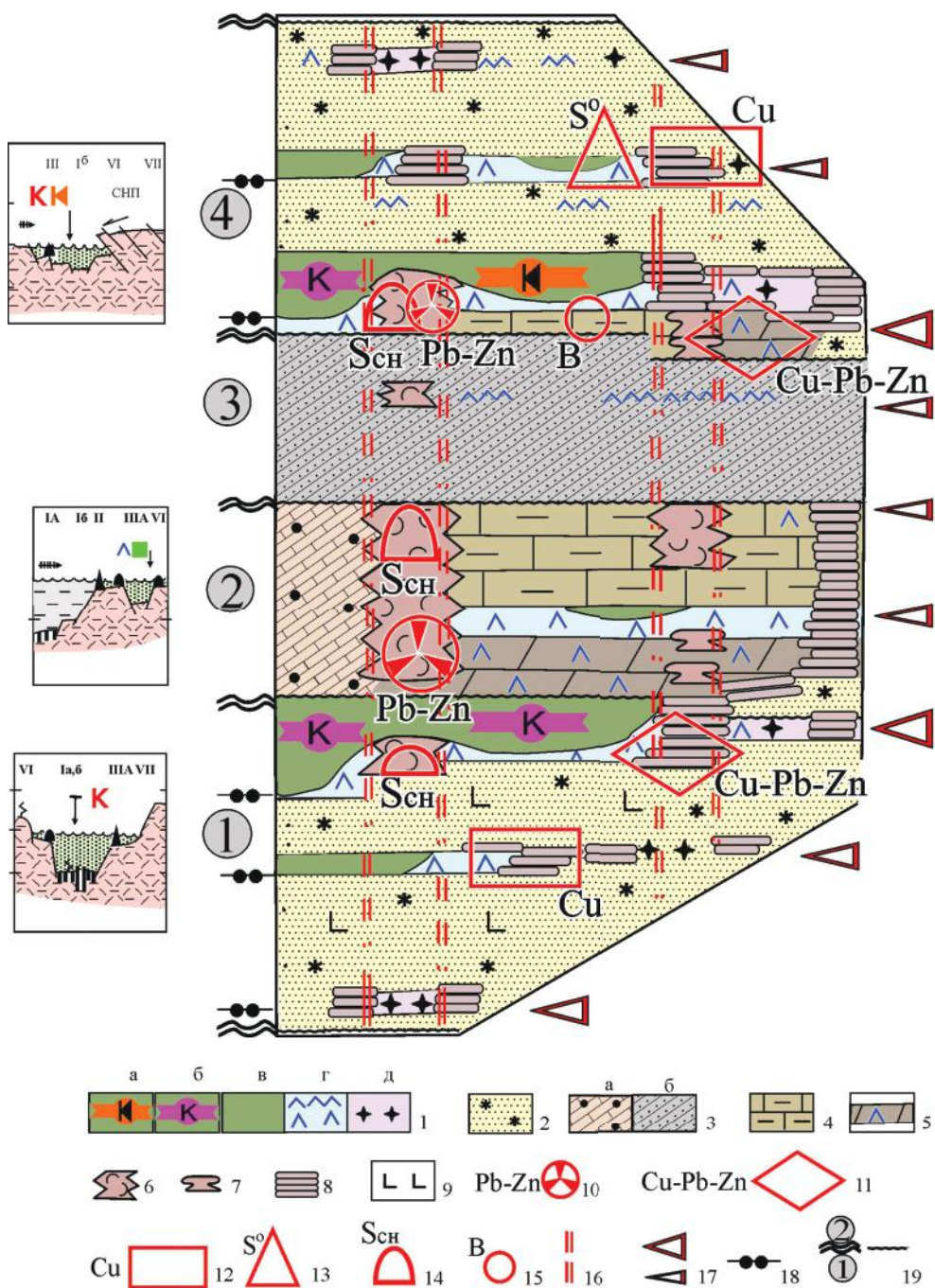
Итак, соленосные бассейны контролируют распространение в пространстве и времени крупнейших аномалий серы, вместе с которыми образуют в стратиферии единые серно-галогенные аномалии, содержащие огромные запасы целого ряда петрогенных элементов (S, Na, K, Mg, Ca, Cl и др.), в том числе колоссальный резерв подвижных в условиях литосферы и очень активных их форм. Генетические причины всех этих связей требуют специального исследования.

Галофильные полезные ископаемые в онтогенезе ГФ: стадильно-минерагенические закономерности. В ходе литогенеза эволюция галофильных полезных компонентов всех трех групп тесно связана с онтогенетическими циклами самих ГФ (рис. 3.68): I, с их зарождением; II, со становлением и трансформацией; III, с разрушением и регенерацией.

У полезных макро- и микрокомпонентов галургической группы накопление вещества происходит в седиментогенезе (и раннем диагенезе), в катагенезе осуществляется только частичное переформирование исходных концентраций, а в гипергенезе возникают главным образом лишь остаточные образования. Исходное вещество компонентов второй рудной группы, включающей стратиформные месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых, также в значительной мере накапливается в седиментогенезе — раннем диагенезе, в катагенезе происходит становление залежей, по-видимому, с дополнительным привнесом и перераспределением вещества, вплоть до образования значительных новых скоплений. В третьей группе серное вещество во всех случаях также накапливается в седиментогенезе — раннем диагенезе, а в возникновении его крупных скоплений ведущую роль играют процессы разных стадий: серы газовой — катагенетические, главным образом позднекатагенетические (тесно сопряженные с формированием и переформированием залежей углеводородов, с заимствованием серы из сульфатов пород и ее переводом в восстановленные формы), серы самородной — иногда седиментационно-диагенетические, чаще глубинно-гипергенные (связанные с тектоно-эрозионными процессами и с разрушением нефтегазовых сероводородсодержащих залежей). Преимущественно с катагенетическими стадиями существования осадочных бассейнов сопряжено формирование (и переформирование) залежей углеводородов.

Таким образом, накопление существенной части исходного вещества галофильных полезных компонентов всех трех групп является





сингалогенным, осуществляясь в седиментогенезе – раннем диагенезе, а его перегруппировка, дополнительный привнос и окончательное формирование залежей происходят в катагенезе и гипергенезе, на разных их подстадиях.

Рудно-геодинамические модели. Сочетание набора литогеодинамических и рудно-фациальных моделей галогенных формаций позволяет создавать рудно-геодинамические модели соленосных бассейнов и их рядов. Вариант такой модели для типовой вертикальной последовательности продуктивных соленосных бассейнов, характерной для окраинно-континентальных обстановок, создан на базе рассмотренной выше литогеодинамической модели и приведен на рис. 3.69.

3.3.3. Минерагенические эталоны месторождений полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями

Сравнительный анализ галофильных полезных ископаемых России и мира дает основание наметить для каждого их вида (или для их устойчивых сочетаний) эталонные объекты, которые могут служить ориентиром при прогнозной оценке ГФ России на комплекс полезных ископаемых (табл. 3.15). Эталоны выбраны нами из числа либо отечественных, либо зарубежных бассейнов, выделяющихся высоким минерагеническим потенциалом и содержащих максимально крупные концентрации полезных компонентов соответствующего вида. При выборе бассейнов-«претендентов» предпочтение отдано объектам, во-первых, российским, а во-вторых, имеющим наиболее полно охарактеризованные оценочные качественные и количественные параметры. В качестве эталонных наметены следующие соленосные бассейны (индекс – возраст ГФ).

Галургическая группа, связанная с собственно галогенными составляющими ГФ:

– хлоридно-натриевые соли, субпластовый тип – Восточно-Сибирский, V_2-E_2 , солянокупольный тип – Прикаспийский, P_1k ;

Рис. 3.69. Типовой вертикальный ряд окраинноконтинентальных продуктивных соленосных осадочных бассейнов. Сост. Г. А. Беленицкая

1–8 – осадочные формации и парагенерации: 1 – галогенные: а – сульфатно-калиевые, б – хлоридно-калиевые, в – галититовые, г – сульфатно-кальциевые, д – сульфатно-карбонатно-натриевые, 2 – терригенные красноцветные, 3 – флишевые (турбидитные): а – существенно карбонатные с повышенной углеродистостью, б – терригенные или карбонатно-терригенные, 4 – карбонатные и глинисто-карбонатные, 5 – ангидрито-доломитовые и доломитовые сульфатоносные, 6 – барьерно-рифовые, 7 – биогермные, 8 – строматолитовые; 9 – вулканогенные образования; 10–15 – характерные типы продуктивности: 10 – Pb-Zn в карбонатных комплексах, 11 – полиметалльные руды в углеродистых комплексах (медистые сланцы), 12 – Cu в красноцветных комплексах (медистые песчаники), 13 – сера самородная, 14 – сера газовая, 15 – бораты; 16 – тектонические нарушения; 17, 18 – основные уровни литолого-минерагенических аномалий: 17 – соле- и рудонакопления, 18 – повышенной углеродистости; 19 – положение границ между осадочными бассейнами. Слева – ландшафтно-морфоструктурные модели осадочных бассейнов (снизу вверх): межконтинентально-рифтового, активизированной пассивной окраины, краевого прогиба коллизийного пояса (усл. обозн. см. на рис. 3.62)

Таблица 3.15

Соленосные бассейны – минерагенические эталоны (по видам полезных

Вид полезного ископаемого	Ископаемые mine Характер	
	субпластовое	
I. ГАЛУРГИЧЕСКАЯ ГРУППА		
МАКРОКОМПОНЕНТЫ		
Г-А (SO ₄ -Na) – соли сульфатно-кальциевые (гипс-ангидритовые)	Восточно-Сибирский, V ₂ -Є ₂	
Сп (Cl-Na) – соли хлоридно-натриевые	Восточно-Сибирский, V ₂ -Є ₂ , [Западно-Канадский, D _{2,3}]	
Ск (Cl-K) – соли хлоридно-магниево-калиевые	Западно-Канадский, D _{2,3} [Восточно-Сибирский, V ₂ -Є ₂]	
Сс (SO ₄ -K) – соли сульфатно-магниево-калиевые и хлоридно-сульфатно-магниево-калиевые	Предкарпатские, N ₁ [Пермский, P ₁₋₂]	
Тх – тахидритовые и бишофито-тахидритовые соли (высококальциевые разновидности хлоридно-магниево-калиевого типа)	Корат и Сакон-Нахкон, K ₂	
Бш – бишофитовые соли (высокомагниевого разнообразия хлоридно-сульфатно-магниево-калиевого типа)	—	
Сн (SO ₄ -Na) – соли сульфатно-натриевые	Чу-Сарысуйские, P _{1,2} [Приаральские, N ₂ ak]	
Сд (CO ₃ -Na) – соли карбонатно-натриевые (содовые и давсонитовые)	Грин Ривер, P ₂ [Анатолийские, N-Q]	
Сн-Сд (SO ₄ -CO ₃ -Na) – соли смешанные сульфатно-карбонатно-натриевые (с высоким содержанием К, Mg)	—	
Мз (CO ₃ -Mg) – соли магнезитовые	Карельский, PR ₁ [Бузулукский, P ₂ kz]	
Снт (NO ₃ -K-Na) – соли нитратно-калийно-натриевые	—	
МАЛЫЕ И МИКРОКОМПОНЕНТЫ		
В	Амударьинский, J ₃ [Пермский, P ₁₋₂]	
Вr, Rb	Предкарпатские, N ₁ [Восточно-Сибирский, V ₂ -Є ₂]	
Li, W, (Cs)	Амударьинский, J ₃ [Пермский, P ₁₋₂]	
II. ГИДРОМИНЕРАЛЬНАЯ ГРУППА (ФОРМАЦИОННЫЕ РАССОЛЫ)		
МАКРОКОМПОНЕНТЫ		
К, Mg, Na, Cl, SO₄ и др.	Восточно-Сибирский, V ₂ -Є ₂	
МИКРОКОМПОНЕНТЫ		
Вr, Li, Rb, В, W, Cs и др.	Восточно-Сибирский, V ₂ -Є ₂ [Амударьинский, J ₃]	

ископаемых). Сост. Г. А. Беленицкая

ральные соли залегания	Современные соленосные осадки и рапа водоемов
солянокупольное	
*Прикаспийский, P ₁ k	Приказахстанские, Q ₄
*Прикаспийский, P ₁ k [Соликамский, P ₁ k]	Прикаспийский, Q ₄
Соликамский, P ₁ k [Эбро, P ₂₋₃]	Мертвого моря, Q ₄ [Цайдамский, Q ₃₋₄]
*Прикаспийский, P ₁ k [Центрально-Европейский, P _{2ž}]	Данакильский, Q
Кванза-Камерунский, K _{1a} [*Восточно-Бразильские, K _{1a}]	—
*Прикаспийский, P ₁ k [Центрально-Европейский, P _{2ž}]	—
Межгорных впадин Тянь-Шаня, N ₁ [*Нордвикский, D ₂₋₃] [*Припятский, D ₃]	Кара-Богаз-Гол, Q ₃₋₄ [Кулундинские (оз. Кучук), Q ₄] Кенийский (оз. Магади, Натрон и др.), Q ₄ [Кулундинские (оз. Михайловское), Q ₄] Альтиплано-Пунийские, Q [Провинции Бассейнов и Хребтов, Q]
*Прикаспийский, P ₁ k [Бельский, P ₁ k]	Кара-Богаз-Гол, Q ₃₋₄ [Кулундинские, Q ₄]
—	Атакамские, Q ₄ [Альтиплано-Пунийские, Q]
Центрально-Европейский, P _{2ž} [*Прикаспийский, P ₁ k]	Альтиплано-Пунийские, Q [Провинции Бассейнов и Хребтов, Q]
Соликамский, P ₁ k [*Прикаспийский, P ₁ k]	Мертвого моря, Q ₄ [Цайдамский, Q ₃₋₄]
Центрально-Европейский, P _{2ž} [*Прикаспийский, P ₁ k]	Альтиплано-Пунийские, Q [Провинции Бассейнов и Хребтов, Q]
Соликамский, P ₁ k [Прикаспийский, P ₁ k]	—
Прикаспийский, P ₁ k [Соликамский, P ₁ k]	—

Окончание табл. 3.15

Вид полезного ископаемого	Ископаемые мины	Характер
	субпластовое	
<p>III. РУДНАЯ ГРУППА (МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ И НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ)</p> <p>Сu-сл. — «медистые сланцы» — полиметалльные Сu-Pb-Zn-руды с богатым спектром микрокомпонентов (Ag, Re, U, Pt, Co и др.) в высокоуглеродистых комплексах</p> <p>Сu-песч. — «медистые песчаники» — Сu-руды с комплексом сопутствующих компонентов (V, Cr и др.) в красноцветных существенно терригенных комплексах</p> <p>Pb-Zn-карб. — Pb-Zn(-Ba-F-Hg)-руды в биогермно-карбонатных комплексах</p> <p>Sr-Ba-F-пласт. — Sr-Ba-F (раговкитовые, иногда виллиомитовые) руды субпластовые (согласные) в существенно доломитовых комплексах, часто строматолитовых, сульфатоносных</p> <p>Pb-Zn-Ba-Sr-F-Hg-кепр. — отдельные представители руд Pb, Zn, Ba, Sr, F, Hg в кепроках соляных куполов</p> <p>U-бит. — U в битуминозных, углеродистых, часто пестроцветных комплексах, парагенных соленосным</p> <p>Г.сл., ч.сл. — горючие, черные сланцы, часто металлоносные</p> <p>Fe — железные руды, типы: а — ангаро-илимский, б — рассольно-остаточный, в — рассольный</p>	<p>Бузулукский, P₂kz [Восточно-Сибирский, V₂-E₂]</p> <p>Амударьинский, K₁ [Восточно-Сибирский, V₂-E₂]</p> <p>Западно-Канадский, D₂₋₃ [Амударьинский, J₃]</p> <p>Амударьинский, J₃ [Предкарпатские, N₁]</p> <p>—</p> <p>Грин Ривер, P₂ [Пермский, P₁₋₂]</p> <p>Грин Ривер, P₂ [Бузулукский, P₂kz]</p> <p>а — Восточно-Сибирский, V₂-E₂</p>	
<p>IV. СЕРНАЯ ГРУППА</p> <p>S^o — сера самородная (экзогенной группы)</p> <p>S^г — сера газовая</p>	<p>Предкарпатские, N₁ [Амударьинский, J₃]</p> <p>Западно-Канадский, D₂₋₃ [Пермский, P₁₋₂]</p>	

Примечания. Индекс — возраст солей. В квадратных скобках приведены дополнительные эталоны. Звездочкой помечены объекты, в которых данное полезное ископаемое непосредственно связано с солянокупольными структурами (находится в соляных штоках, кепроках, надкупольных впадинах).

- хлоридно-калиевые соли — Соликамский, P₁k;
- хлоридно-магниевые (бишофитовые) соли — Прикаспийский, P₁k;
- хлоридно-кальциевые (тахгидритовые) соли — Кванза-Камерунский, K₁a;
- сульфатно-калиевые соли — Прикаспийский, P₁k;
- сульфатно-натриевые соли — Кара-Богаз-Гол, Q₃₋₄;
- содовые и давсонитовые соли — Анатолийские, N-Q, Грин Ривер, P₂;
- Vg, Rb — Соликамский, P₁k;
- Li, V и др. — Восточно-Сибирский, V₂-E₂;
- богатый комплекс макро- и микрокомпонентов (в том числе Li, V, W и др.) в галогенных осадках и современной рапе содовых и сульфатных озерных бассейнов — Провинция Бассейнов и Хребтов, Q.

	ральные соли залегания	Современные соленосные осадки и рапа водоемов
	солянокупольное	
	Центрально-Европейский, P ₂ ž [Днепровский, P ₁] Эбро, P ₂₋₃ [Центрально-Европейский, P ₁] Кванза-Камерунский, K ₁ a [Днепровский, P ₁] Центрально-Европейский, P ₂ ž [Соликамский, P ₁ k] *Днепровский, P ₁ [*Нордвикский, D ₂₋₃] /*Примексиканский, J ₂₋₃ / Парадокс, C ₂ [*Примексиканский, J ₂₋₃] Центрально-Европейский, P ₂ ž [Бельский, P ₁ k] б – Персидско-Загросский, V ₂ –Є ₂	Красноморский, Q ₄ Красноморский, Q ₄ — Кенийский (оз. Магади), Q ₄ [Провинции Бассейнов и Хребтов, Q] — — Кулундинские (оз. Кучук), Q ₄ [Кара-Богаз-Гол, Q ₃₋₄] в – *Примексиканский, J ₂₋₃
	*Примексиканский, J ₂₋₃ [Месопотамский, N ₁] Прикаспийский, P ₁ k [Центрально-Европейский, P ₂ ž]	Данакильский, Q —

Гидроминеральная группа (связанная с формационными рассолами соленосных бассейнов):

– Li, Vg и др. – Восточно-Сибирский, V₂–Є₂;

Рудна группа, связанная с биохемогенными членами галогенных парагенезов:

– полиметалльные Cu-Pb-Zn-руды с богатым спектром микрокомпонентов в высокоуглеродистых породах (тип «медистых сланцев» и его аналогов) – Центрально-Европейский, P₂ž;

– Cu-руды с некоторыми сопутствующими компонентами в красноцветных существенно терригенных комплексах (тип «медистых песчаников») – Эбро, P₂₋₃;

– Pb-Zn в сочетании с Ba, F, Hg в биогермно-карбонатных комплексах (тип Pb-Zn руд в карбонатных комплексах и его аналоги) – Западно-Канадский, D₂₋₃.

Серная группа:

– сера самородная (экзогенной группы) в сульфатоносных подразделениях ГФ, с двумя структурными подтипами – пластовым и солянокупольным. Пластовый подтип в свою очередь представлен двумя разновидностями: одна с признаками синседиментационного образования – возможно, Предкарпатский бассейн, N_1 , вторая – отчетливо эпигенетической (глубинно-гипергенной) природы – Гаурдакский (Амударьинский), J_3 . Солянокупольный подтип наиболее масштабно выражен в Примексиканском бассейне, T_3-J_{2-3} ;

– сера газовая (в составе природных углеводородных газов) преимущественно в рифогенно-карбонатных комплексах, ассоциирующих с галогенными, – Прикаспийский, P_{1k} .

* * *

Галофильные полезные компоненты выделенных групп и видов обозначены как закономерные звенья ГФ, подчиненные особенностям их внутреннего строения, занимающие устойчивую позицию в их структуре и связанные с определенными обстановками и стадиями развития. Традиционно обсуждавшиеся наборы закономерностей размещения полезных ископаемых каждой из групп дополнены или уточнены рядом новых факторов, обусловленных их связями с ГФ, в том числе закономерностями, раскрытыми для самих ГФ. А это позволяет использовать при исследовании и прогнозировании рассматриваемых полезных компонентов также и комплекс фациальных, стадийных, геодинамических и генетических показателей ГФ.

3.4. ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ НА КОМПЛЕКС ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Составлена «Карта перспективной оценки ГФ территории России» на комплекс полезных ископаемых масштаба 1 : 10 000 000 (прил. 3.2). Карта выполнена на основе охарактеризованной выше Карты ГФ территории России масштаба 1 : 10 000 000. В качестве фона показано распространение ГФ, а также связанных с ними (установленных) месторождений и проявлений полезных ископаемых в соответствии с легендой карты ГФ России.

Легенда Карты перспективной оценки предусматривает дополнительное отражение двух основных групп показателей: контуров перспективных площадей и их унифицированных «характеристик», помещаемых в цветные рамки.

Выделение перспективных площадей по каждому виду полезных ископаемых и определение категорий их перспективности проведены на основании авторской качественной оценки, учитывающей, помимо систематизированных фактических данных, охарактеризованные выше закономерности, а также сведения об эталонных объектах.

Оценка перспектив проведена по всем рассмотренным группам полезных ископаемых, связанных с ГФ, отдельно для каждого вида. Типизация

полезных ископаемых, используемые буквенные обозначения и индексы согласованы с принятыми в легенде Карты ГФ.

Контуры перспективных площадей и обводки рамок с их характеристиками показаны разными цветами и разными типами линий. Цвета линий определяются принадлежностью прогнозируемого полезного компонента к одной из групп полезных ископаемых (и соответствуют цвету данной группы на Карте ГФ), а типы линий – степенью перспективности (по принятым градациям). При наличии перспектив на полезные ископаемые двух групп используется совмещение линий.

По степени перспективности выделены три категории, показанные линиями разной (убывающей) толщины и отвечающими им индексами: высокая, П-I, средняя, П-II и ограниченная, П-III. Контуры площадей всех категорий (и обводки рамок их характеристик), в пределах которых уже известны месторождения данного вида полезного ископаемого, показаны сплошными линиями (а в их индексы введена буква *a*), а контуры площадей с неустановленными месторождениями – пунктирными (а индексы дополнены буквой *b*).

В «характеристиках» перспективных площадей, заключенных на поле карты в цветные рамки, приводятся следующие данные: название перспективной площади и ее номер; возраст перспективной ГФ и ее номер на Карте ГФ; вид или виды полезных ископаемых; оценочные категории перспективности.

Одновременно составлен Реестр выделенных перспективных площадей (табл. 3.16), в котором приведен набор сведений, несколько расширенный по сравнению с отраженными в характеристиках на карте.

Всего на территории России выделены 52 площади, перспективные на разные виды полезных ископаемых, связанных с ГФ. Карта перспективной оценки характеризует общую картину прогнозной минерагенической значимости ГФ территории России как по каждому виду полезных ископаемых, так и по их комплексу.

Отметим наиболее перспективные или интересные в каждой из групп полезных ископаемых.

Галургическая группа. В подгруппе погребенных (ископаемых) солей перспективы имеются на все выделенные виды полезных ископаемых: сульфатно-кальциевые (гипсы, ангидриты), хлоридно-натриевые (каменная, поваренная соль), хлоридно-калиевые (точнее, хлоридно-магниево-калиевые), сульфатно-калиевые, бишофитовые, а также микрокомпоненты солей (В, Br, Cs, Rb, Tl, Li и др.).

На месторождения *ангидрита и гипса* перспективы устанавливаются в пределах большинства ГФ и связаны с разными их вещественно-геохимическими типами. Главным ограничивающим фактором для этого вида сырья часто выступает глубина современного распространения и экономическая освоенность территорий. Поэтому основные перспективы локализуются в контурах территорий с неглубоким залеганием продуктивных комплексов и с уже известными промышленными месторождениями.

На месторождения *хлоридно-натриевых солей (каменной, поваренной соли)* перспективы также имеются в пределах многих ГФ и характерны для всех (кроме сульфатно-кальциевого) их вещественно-геохимических типов. Каменная соль является важным сопутствующим сырьем практически на всех месторождениях калийных и сульфатно-натриевых солей. Ресурсы каменной соли по существу неисчерпаемы.

Таблица 3.16

Реестр площадей территории России, перспективных на комплекс полезных

Номер перспективной площади	Название перспективной площади	Название соленосного бассейна	Номер перспективной ГФ	Возраст перспективной ГФ
1	2	3	4	5
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА				
1	Мамоновская	Прибалтийский	3	$P_{2\check{z}_{1-3}(kz-t)$
2	Прегольская	-//-	-//-	-//-
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-
3	Днепровско-Шанинская	Московский	5	D_2ef_2
4	Тульская	-//-	-//-	-//-
5	Калужская	Московско-Волжский	6	D_3fm_2
6	Кулойская	Волжско-Мезенский	18	$P_{1a-s}(ar_1)$
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-
7	Прикаспийская	Прикаспийско-Бельский	20, 21	P_{1k}
8	Приволжская	-//-	-//-	-//-
9	Северо-Прикаспийская	-//-	-//-	-//-
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-
10	Астраханская	-//-	-//-	-//-
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-
11	Соликамская	Соликамский	22	$P_{1k}(P_{2u})$
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-
12	Пермско-Башкирская	-//-	-//-	-//-
13	Средневожская	Двинско-Бузулукский	23	P_{2kz_2}
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-
14	Вятско-Камская	-//-	-//-	-//-
15	Кулойская	Волжско-Мезенский	24	P_{2u}
16	Пермская	-//-	-//-	-//-
17	Северо-Приуральская	-//-	-//-	-//-
18	Южно-Приуральская	Волжско-Мезенский	25	P_{2t}
19	Эльтон-Баскунчакская	Эльтон-Баскунчакский	26	$Q_{2-4}\downarrow$
ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ЭПИДОКЕМБРИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА				
20	Верхнепечорская	Верхнепечорский	34	P_{1k}
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-
ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ ДРЕВНЯЯ ПЛАТФОРМА				
21	Ангаро-Ленская	Восточно-Сибирский	45	$(V_2)E_1-E_{2am}$
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-
22	Канско-Тасеевская	-//-	-//-	-//-

ископаемых, связанных с галогенными формациями

Тип, подтип, разновидность ГФ	Установленные скопления полезных ископаемых	Виды перспективных полезных ископаемых	Категория перспективности
6	7	8	9
4Аг -//- -//- 2(3)Б -//- 1Б 1[2]А -//- ↑43Б[А,В] -//- -//- -//- -//- -//- ↑3Б[А,В] -//- -//- 1[2]Б -//- -//- (1)[2]В[Д]а,г -//- -//- (1)В(Д)а,г 2(3)Г(Д) ↑3Б,Вг -//- (↑)2,3А[Б,В] (а,б,в,г) -//- -//-	<p>Сс(1), <u>Сп</u>(3); //Ц,Н: <u>Сu, Pb, Zn, Ag, Pt</u> и др.(3), S^o(1)</p> <p>Ск(1), <u>Сп</u>(3), <u>Г</u>(3)</p> <p>Sr(1)</p> <p>Сп(1, 3?), <u>Г,А</u>(3), <u>S^r</u>(3), S^o(1), Sr(1)</p> <p><u>Сп</u>(3), <u>Г,А</u>(3), Ск(2), Сс(2), <u>Бш</u>(2,3), Br(2), В(1), S^o(1), <u>К, Mg, Na, Cl</u>(2), <u>R, Br, B</u>(2) Н: <u>S^r</u>(3), <u>УБ</u>(3)</p> <p><u>Ск</u>(3), Сп(2), <u>Br, Rb, Cs</u>(3) <u>I, Br</u>(2) Н: <u>S^r</u>(3), <u>УБ</u>(2)</p> <p>S^o(2), <u>Сп</u>(3), <u>Г,А</u>(3), Ц,Н,В: Сu(2) Н: S^r(1), <u>УБ</u>(2)</p> <p>Cu(1), Sr(1)</p> <p>Cu(1,2)</p> <p>↓<u>Сп</u>(3), <u>Г,А</u>(3) ↓<u>Br</u>(1,2)</p> <p><u>Ск</u>(3), Сп(1), <u>Br(Rb)</u>(1) Н: S^o(1), <u>УБ</u>(2), S^r(1)</p> <p><u>Сп</u>(3), <u>Г,А</u>(3), <u>Ск</u>(3), <u>Fe</u>(3), S^o(1), Br, B, Rb, Li, Cs(а) <u>УБ</u>(2) <i>Li, Cs, Br, B</i>(1,а), (<i>К, Na, Cl</i>)(1,а) Н: <u>УБ</u>(3), S^r(1,а)</p>	<p>Сс Сп Cu, Pb, Zn, Ag, Pt и др. Сп, Ск Сп, Г Sr Г,А S^o Сп, Г,А, Ск, Сс, Br, (В) Бш, (В) S^r S^o S^r S^o Ск, Сп, Br, Rb, Cs, I Au S^r Г,А S^o Cu (Ag) Sr (Ba) Cu Cu Ag-Cu, (МПГ) ↓Сп, ↓Br</p>	<p>бП-II аП-II бП-II бП-III аП-II (а)бП-III аП-II бП-II аП-I аП-I(II) аП-I бП-III аП-I бП-III аП-I бП-III аП-I бП-III аП-II аП-II аП-II (а)бП-II бП-III а, бП-II (а)бП-III а, бП-II аП-I аП-II а, бП-II аП-I бП-II аП-I</p>

Продолжение табл. 3.16

Номер перспективной площади	Название перспективной площади	Название соленосного бассейна	Номер перспективной ГФ	Возраст перспективной ГФ	
1	2	3	4	5	
23	Лено-Олекминская	-//-	-//-	-//-	
24	Непско-Ботуобинская	-//-	-//-	-//-	
25	Верхнеленская	-//-	-//-	-//-	
26	Окинская	-//-	-//-	-//-	
27	Чуно-Бирюсинская	-//-	-//-	-//-	
28	Подкаменно-Тунгусская	-//-	-//-	-//-	
28a	Южно-Тунгусская	-//-	-//-	-//-	
29	Лено-Тунгусская	-//-	-//-	-//-	
30	Илимская	-//-	-//-	-//-	
31	Ангарская	-//-	-//-	-//-	
32	Вилюйско-Нижнетунгусская	-//-	-//-	-//-	
32a	Приенисейская	-//-	-//-	-//-	
33	Предбайкальская	Восточно-Сибирский	46	E_2m-O_1	
34	Приенисейская	-//-	-//-	-//-	
35	Хатангская	Тунгусско-Хатангский, Нордвикский, Кожевниковский, Белогорский	52–55	D_2ef-D_3fm, Q	
36	Хатангская	-//-	-//-	-//-	
37	Хатангская	-//-	-//-	-//-	
-//-	Хатангская	-//-	-//-	-//-	
38	Нордвикская	Нордвикский, Кожевниковский	53, 54	Q	
39	Кемпендяйская	Кемпендяйский	58	D_3f_3-fm	
СКИФСКАЯ ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА					
40	Восточно-Кубанская	Предкавказский	62	J_3km-tt	
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-	
41	Терско-Кумская	-//-	-//-	-//-	
42	Предкавказская	-//-	-//-	-//-	
-//-	-//-	-//-	-//-	-//-	
43	Восточно-Предкавказская	-//-	-//-	-//-	
44	Манычская	Манычский	72	$Q_4\downarrow$	
ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА					
45	Кулундинская группа	Кулундинские	89–93	$Q_4\downarrow$	

Тип, подтип, разновидность ГФ	Установленные скопления полезных ископаемых	Виды перспективных полезных ископаемых	Категория перспективности
6	7	8	9
-//-		Сп, Г,А	аП-II
-//-		Ск	аП-I
-//-		Ск	бП-II
-//-		Ск	бП-III
-//-		Ск	бП-III
-//-		Ск	бП-III
-//-		<i>Li, Cs, Br, B, Sr, Rb</i>	бП-II
-//-		<i>Li, Cs, Br, B, Sr, Rb</i>	бП-II
-//-		Fe	аП-II
-//-		Fe	аП-II
-//-		Fe	бП-II
-//-		Fe	бП-II
1[2?]В[Б,Д] а[в,г]	Cu(1), Pb(1), Sr(1), Cu,Pb,Zn(a)	Cu,Pb,Zn	бП-II
-//-		Cu,Pb,Zn	бП-II
↑2(5?)В,Б[а](б), 5Г, 2Г,Д	<u>Сп</u> (3), <u>Г,А</u> (3), <u>Сн</u> (3), <u>Е</u> (3), Sr(1), В(1), Fe(1), S ^o (*) <i>Br</i> (1) УВ(1)	Сп, Г,А	аП-II
		F ^o	а,бП-II
		Sr, В	бП-III
		S ^o	бП-III
5Г	<u>Сн</u> (3)	Сн	бП-II
↑2Ва,б	<u>Сп</u> (2),	Сп	бП-II
2(3)А,Б[Ва]г	<u>Сп</u> (3), <u>Г</u> (3), S ^o (2), Sr(1)	Сп	аП-II
-//-		Ск	бП-III
-//-		Сп	бП-II
-//-		Г,А	аП-III
-//-		Sr	бП-III
-//-		S ^o	бП-III
5Г,Д	↓ <u>Сп</u> (2), ↓ <u>Сн</u> (2)	↓Сн, ↓Сп	бП-II
5,6Г,Д	↓ <u>Сн</u> (2,3), ↓ <u>Сд</u> (2,3), ↓ <u>Сп</u> (3), ↓Г(2)	↓Сд, ↓Сн, ↓Сп	аП-II

Окончание табл. 3.16

Номер перспективной площади	Название перспективной площади	Название соленосного бассейна	Номер перспективной ГФ	Возраст перспективной ГФ
1	2	3	4	5
АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ				
46	Тувинская	Тувинский	104	D ₂ ef
47	Туз-Тагская (Дус-Дагская)	-//-	-//-	-//-
ЗАБАЙКАЛЬЕ				
48	Доронинская группа	Доронинский, Селитряной	110, 111	Q ₄ ↓
49	Халандинско-Делюнская	Халандинский, Делюнский	112, 113	Q ₄ ↓
50	Восточно-Забайкальская группа	Восточно-Забайкальская группа	114–117	Q ₄ ↓

Примечания: *Столбец 5.* Стрелка вниз ↓ – соленакпление продолжается в современную эпоху. *Столбец 6.* Цифровые и буквенные обозначения соответствуют вещественной классификации галогенных формаций (табл. 3.2): 1–5 – типы (1 – сульфатно-кальциевый, 2 – хлоридно-натриевый, 3 – хлоридно-калиевый, 4 – сульфатно-калиевый, 5 – сульфатно-натриевый, 6 – карбонатно-натриевый); А–Д – подтипы (А – карбонатный, Б – глинисто-карбонатный (мергельный), В – терригенно-карбонатный, Г – глинистый, Д – терригенный); а–г – разновидности по наличию в составе ГФ характерных комплексов (а – красно- и пестроцветных, б – вулканогенных, туфогенных, в – биогермных и строма-толитовых, г – высокоуглеродистых); квадратные скобки [] – распространение локальное; стрелка вверх ↑ – осложненность солянокупольной тектоникой. *Столбец 7.* Полуужирный шрифт – промышленные концентрации, полуужирный шрифт и подчеркивание – наиболее крупные; стрелка вниз перед знаком полезного ископаемого – в составе современных самосадочных озерных отложений; курсив – в составе погребенных формационных рассолов (гидроминеральное сырье); Ц: – в отложениях, циклично сопряженных с галогенными; Н: – в подгалогенных отложениях; косые линии // – на удаленных территориях. Цифры в круглых скобках – размеры наиболее крупных из известных скоплений полезных ископаемых: 3 – уникальные и крупные месторождения, 2 – средние и мелкие месторождения, 1 – проявления, * – проявления минералогического значения, а – ареалы распространения концентраций, не учтенных в балансе запасов. *Столбцы 7, 8.* Обозначения полезных ископаемых отвечают легенде Карты ГФ, блок V (прил. 3.1, лист 2): Г,А – гипс, ангидрит; Сп – соль хлоридно-натриевая (каменная, поваренная); Ск – соль хлоридно-калиевая; Сс – соль сульфатно-калиевая; Сн – соль сульфатно-натриевая; Сд – соль карбонатно-натриевая (сода); Ср – целестин; Ва – барит; F – флюорит; F° – флюорит оптический; В – бор, бораты остаточные; Fe – железные руды (ангаро-илимского типа); МПГ – металлы платиновой группы; S° – сера самородная (экзогенная); S^г – сера газовая (сероводородсодержащие углеводородные газы); УВ – углеводороды. *Столбец 9.* П – категории перспективности (качественная экспертная оценка): П-I – высокая, П-II – средняя, П-III – ограниченная; а – для площадей с установленными месторождениями данного вида сырья (аП), б – с установленными (бП).

Тип, подтип разновидность ГФ	Установленные скопления полезных ископаемых	Виды перспективных полезных ископаемых	Категория перспективности
6	7	8	9
2[3]б(а) -//-	Сп(2), Г(2), Ск(1)	Сп, Г Ск	аП-II бП-III
5,6Г,Д	↓Сп(2), ↓Сд(2)	↓Сд, ↓Сп	бП-II
6Г,Д	↓Сд(1)	↓Сд	бП-III
5,6Г,Д	↓Сд(1), Сн(2)	↓Сд, ↓Сн	бП-III

Наиболее интересны для дальнейшего их наращивания ГФ Прикаспийско-Предуральского, Восточно-Сибирского, в меньшей мере Прибалтийского бассейнов.

Особое внимание следует обратить на возможность использования соляных толщ и соляных куполов в качестве хранилищ нефти и газа, а также различных промышленных отходов. Такая возможность хорошо обоснована теоретически и практически. В последние годы в Германии и ряде других стран начато использование соляных толщ для захоронения также радиоактивных отходов (Германия, хранилище Ассе) [Высоцкий и др., 1988]. Для европейской части России в этом отношении могут, в частности, представлять интерес среднедевонская соль Московского бассейна и пермская Прибалтийского.

В двух калиеносных типах — *хлоридно-калиевом* и *сульфатно-калиевом*, наиболее промышленно важных как по макро-, так и по микрокомпонентам, основной интерес по большинству характеристик представляют горизонты и залежи калийно-магниевых солей. Минерагеническая и экономическая значимость калиеносных бассейнов высока. Ныне подавляющая часть запасов и ресурсов калия, входящих в мировой баланс, заключена в Соликамском, P_1k (около 25%), Прикаспийском, P_1k , Q (~0,5%), Восточно-Сибирском, E_{1-2} (~6%,) бассейнах. В отношении солей хлоридно-калиевого типа дальнейшие перспективы связаны с известными Соликамским (P_1k) и Восточно-Сибирским (V_2-E_2) бассейнами, а в отношении сульфатно-калиевого — с Прикаспийским, частично Бельским (P_1k), возможно, Прибалтийским (P_2). Показательные ориентировочные величины отношений прогнозных ресурсов к подсчитанным. Если в наиболее освоенном Соликамском бассейне они небольшие (оцениваются цифрами от <1 до 3–5%), то в осваиваемых Прикаспийском и Восточно-Сибирском бассейнах очень высокие (до 8–10%). В резервную сырьевую базу входят залежи калийных солей более ограниченного (преимущественно невыясненного) промышленного масштаба, прогнозируемые во многих бассейнах: Предтимаанском ($V_2-E?$), Московском (D_2), Тувинском (D_2), Верхнепечорском (P_1k), Предкавказском (J_3). Близкая

оценка общего потенциала калиеносности России дана, применительно к калийным удобрениям, в работе [Аксенов и др., 2008].

Формации сульфатно-калиевого типа весьма перспективны, кроме того, на концентрации бишофита и разнообразных сульфатных K-Mg солей — полигалитовых, кизеритовых, смешанных, типа хартзальца. Именно калиеносные формации, характеризующиеся максимальной обогащенностью микрокомпонентами (Br, B, Rb и др.), наиболее перспективны на их промышленные концентрации.

Перспективы на *сульфатно- и карбонатно-натриевые соли* связаны преимущественно с формациями двух типов — сульфатно-натриевым и карбонатно-натриевым, распространенными в голоценовых озерных (самосадочных) комплексах, выделенных в самостоятельную подгруппу. Перспективные площади этой подгруппы локализованы в пределах юга России — в субширотной полосе со значительным числом уже известных проявлений, реже месторождений. Наиболее перспективны на сульфатно-натриевые соли площади Кулундинской и Манычской групп, в меньшей мере Восточно-Забайкальской, а на наиболее редкие карбонатно-натриевые (содовые) соли — Кулундинской и Доронинской. Хотя ожидаемые масштабы скоплений на этих площадях ограниченные, однако сохраняющийся дефицит на эти виды сырья делает их достаточно интересными.

Из полезных ископаемых галогенной группы ГФ России могут содержать практически неисчерпаемые запасы каменной (и поваренной) соли, гипсов и ангидритов, а также крупнейшие концентрации калийных и магниевых солей и элементов-примесей — Br, Rb и др. Основные перспективные площади по-прежнему сосредоточены на территории Прикаспийского, Волго-Уральского и Восточно-Сибирского регионов.

Гидроминеральная группа. Перспективы связаны главным образом с микрокомпонентами формационных рассолов (Br, B, Li и др.), значительные концентрации которых распространены в Восточно-Сибирском (V_2-E_2), Соликамском (P_1k) и Прикаспийском (P_1k) калиеносных бассейнах. Наиболее перспективны калиеносные типы ГФ, а в них — зоны распространения калийных (калийно-магниевых) солей [Нетрадиционные ... , 1991; Рябцев, 2004; Анциферов, 2004; Белинкин и др., 2006].

Несомненный интерес представляют комплексные «жидкие руды» Li, Cs, Rb, Br, Sr, B и др., чрезвычайно широко развитые на территории Восточно-Сибирского бассейна. Особенно высоко их значение как потенциального источника лития — одного из наиболее высокотехнологичных видов сырья. Следует отметить, что возможности и перспективы использования гидроминерального сырья достаточно высоки, однако пока они реализуются очень ограниченно. Во многом это определяется комплексом технологических сложностей на разных этапах добычи и переработки этого очень специфического вида сырья. Необходимо обратить внимание на разработанные в последние годы исследователями Новосибирска новые технологии комплексной переработки природных литиеносных бромсодержащих высокоминерализованных рассолов с целью получения литиевых соединений, брома, карбоната стронция, йода и ряда других продуктов [Рябцев, 2004; Анциферов, 2004].

Рудная группа. Выделены перспективные площади на разные типы руд.

Тип медистых сланцев и его аналоги: полиметалльные Cu-Pb-Zn-руды с богатым спектром микрокомпонентов в высокоуглеродистых породах.

Именно из этого типа руд, локализованных в высокоуглеродистых отложениях, развитых в подошве цехштейновых солей в Польше и Германии, эксплуатируются крупнейшие месторождения медистых сланцев (мандсфельдского типа) с уникальным составом полиметаллических руд (Cu, Pb, Zn, Ag, U, Pt и др.) и с уникальными концентрациями этих компонентов. Перспективные площади выделены в Прибалтийском, P₂ž, Двинско-Бузулукском, P₂kz, частично в Восточно-Сибирском, E₂–O₁ бассейнах.

Тип медистых песчаников: медные руды, нередко в сочетании с серебром и с некоторыми сопутствующими компонентами в пестро- и красноцветных существенно терригенных и частично в карбонатных комплексах. Перспективные площади выделены в Волжско-Мезенском, P₂, Двинско-Бузулукском, P₂kz, и Восточно-Сибирском, E₂–O₁ бассейнах.

Характерно, что оба названных типа месторождений – медистых сланцев и медистых песчаников – нередко развиты в пределах одних и тех же формаций и связаны взаимопереходами, обычно сопряженными с литолого-фациальными изменениями пород.

Sr-Ba (иногда с флюоритом) руды в существенно доломитовых комплексах. Перспективен ряд площадей в Волжско-Мезенском, P₂, Московско-Волжском, D₃, Восточно-Сибирском, E₂–O₁ бассейнах.

Флюорит (в том числе оптический), остаточные бораты и другие представители Pb-Zn-Ba-Sr-F-Hg-ассоциации в кепроках соляных куполов. Перспективные площади выделены в Тунгусско-Хатангском, D₂₋₃ бассейне.

Железные (магнетитовые) руды – ангаро-илимский тип, локализованные в полях совместного развития солей и траппов, преимущественно в трубках взрыва. Перспективен целый ряд площадей в Восточно-Сибирском, V₂–E₂ бассейне.

Хотя промышленное значение оруденения рассматриваемой группы на территории России пока достаточно ограничено, однако с учетом данных о зарубежных аналогах их минерагенический потенциал представляется весьма высоким.

Серная группа. Из распространенных на территории России месторождений двух видов серного сырья, контролируемых ГФ, – серы самородной (экзогенной группы) и серы газов, месторождения газовой серы – ныне основной источник серосодержащего сырья в России – остаются несомненным лидером и в перспективе.

Перспективы обоих типов месторождений имеются в Волго-Уральском и Прикаспийском бассейнах; в обоих по значимости резко преобладают залежи серы газовой при сравнительно ограниченных масштабах установленных месторождений серы самородной и средних перспективах на открытие ее крупных скоплений. В Восточно-Сибирском и Предкавказском бассейнах оба типа представлены весьма ограниченно.

Наиболее перспективны площади в пределах следующих соленосных бассейнов России:

– сера самородная (экзогенной группы): Средневожская, P₂kz (субпластовый подтип) в одноименном сероносном бассейне (пока наиболее значительном из известных в России); Прикаспийский, P₁k (солянокупольный подтип). В целом перспективы незначительны;

– сера газовая: Астраханская и Североприкаспийская в Прикаспийском бассейне, P₁k (солянокупольный и в меньшей мере субпластовый подтипы).

Углеводородная группа. Не анализируя данную группу, следует все же еще раз обратить внимание, что высокая значимость солей в качестве фактора, контролирующего размещение нефтегазовых залежей, сохраняется в соленосных бассейнах как с пластовым залеганием солей (бассейны Восточно-Сибирский, Волго-Уральский и др.), так и с интенсивной солянокупольной тектоникой (Прикаспийский, частично Волго-Уральский, Предуральский и др.). Кроме того, само наличие ГФ в разрезах осадочных бассейнов позволяет достаточно уверенно давать весьма высокую оценку перспективам их нефтегазоносности, повышая оценочные перспективы осадочных бассейнов. В частности, это касается дальнейших нефтегазовых перспектив таких соляных гигантов, как Восточно-Сибирский и Прикаспийский с Волго-Уральским, в которых локализованы крупнейшие в мире максимумы соленакпления.

Еще ярче и определеннее контролирующая и прогнозная роль ГФ проявляется в отношении месторождений сероводородсодержащих УВ газов (где она сказывается еще и на составе газов, из-за чего они рассмотрены в отдельной серной группе полезных ископаемых).

По-видимому, возрастет количество скоплений углеводородов, залегающих непосредственно в галогенных формациях (в под- и межсолевых отложениях): в верхневендской-среднекембрийской ГФ Восточно-Сибирского бассейна, в нижнепермской Волго-Уральского, Предуральского и Прикаспийского бассейнов. Определенные перспективы имеют также кепроки соляных куполов – пермских солей Прикаспийского бассейна и девонских Енисейско-Хатангского.

Присутствие солей в глубоких частях разрезов осадочных бассейнов с установленной нефтегазовой продуктивностью верхних структурных этажей требует более пристального внимания к оценке перспектив нефтегазоносности также и наиболее погруженных нижних структурных этажей осадочного чехла (и подстилающего фундамента). В этом отношении интересны разрезы верхнего докембрия–палеозоя Приенисейского блока Западно-Сибирской плиты, палеозоя Енисейско-Хатангского, Вилюйского и Прибалтийского бассейнов, мезозоя Предкавказского региона, верхнего докембрия–нижнего палеозоя Предтимаанского прогиба, а также палеозойских комплексов в пределах акваторий (шельфовые области Баренцево-морского, Лаптевского, Прикаспийского бассейнов).

Рассмотренная общая картина установленной и прогнозной минерагенической значимости ГФ территории России в целом и каждой из формаций в отдельности свидетельствует, что их минерагенический потенциал раскрыт пока лишь частично и может быть существенно расширен. Для России, где ГФ имеются в разрезе осадочного чехла почти на половине территории, такая оценка весьма важна, особенно если учесть, что многие виды твердых и жидких галофильных полезных ископаемых (сода, сера самородная, некоторые типы стратиформных и «жидких» руд и др.) остаются дефицитными, а потенциал ряда других, занимающих лидирующие позиции по вкладу в сырьевую базу не только России, но и мира (калийные соли, сера газовая), могут быть еще очень существенно повышены.

С позиций комплексного минерагенического анализа среди ГФ разных геохимических видов несомненно главный интерес представляют калиеносные формации (хлоридной и сульфатной разновидностей). Именно с ними связаны важнейшие типы месторождений как галургического и гидроминерального сырья, так и подавляющего большинства других

галофильных полезных ископаемых – металлических, неметаллических, серных, углеводородных. ГФ остальных видов перспективны в основном лишь на галургическое сырье, на его виды, отвечающие геохимическим типам этих ГФ. Некоторое исключение составляют ГФ галитового типа (некалиеносные), сопряженные в разрезах с мощными калиеносными формациями, располагающимися стратиграфически выше этих формаций в пределах единых соленосных бассейнов. С ними нередко связаны разные виды стратиформного оруденения. Например, среднекембрийско-нижнеордовикская Восточно-Сибирского бассейна (расположенная над верхневендско-среднекембрийской калиеносной того же бассейна), верхнепермские Двинско-Бузулукского, P_2kz_2 и Волжско-Мезенского, P_2u , P_2t (сопряженные в разрезе с кунгурскими калиеносными ГФ Прикаспийско-Предуральских бассейнов).

Среди соленосных бассейнов России главный интерес на комплекс галофильных полезных ископаемых по-прежнему представляют калиеносные соляные гиганты – Прикаспийский (и примыкающий к нему Бузулукский), Предуральские (Соликамский, Бельский, Верхнепечорский) и Восточно-Сибирский, в меньшей мере Прибалтийский (российский участок Центрально-Европейского), а также потенциально калиеносные Предкавказский и Енисейско-Хатангский бассейны. Но особое место среди соленосных регионов России безусловно занимает Восточно-Сибирский бассейн. Сочетание здесь установленных гигантских концентраций галургического, гидроминерального, железорудного, углеводородного и гелиевого сырья является его уникальной особенностью. Он же и наиболее перспективен на все эти столь разнообразные виды продуктивности. Не менее высока и научная значимость Восточно-Сибирского соленосного бассейна, многие тайны которого еще предстоит раскрыть.

3.5. Выводы

Впервые для территории России составлена Карта галогенных формаций масштаба 1 : 10 000 000 (прил. 3.1), основанная на оригинальной легенде, сопровождаемая комплектами взаимоувязанных информационно-аналитических материалов, включающих реестр ГФ с унифицированным набором характеристик; схемы корреляции, устанавливающие закономерности пространственно-временного распространения ГФ в основных геоструктурных подразделениях России; реестры месторождений полезных ископаемых, связанных с ГФ на территории России; комплекты прогнозно-поисковых критериев локализации разных групп месторождений полезных ископаемых, связанных с ГФ; макет карты перспективной оценки ГФ территории России на комплекс полезных ископаемых.

Основой *Карты ГФ территории России масштаба 1 : 10 000 000* служила специально разработанная комплексная легенда и дополняющие ее вспомогательные классификации ряда отражаемых на карте характеристик ГФ: вещественно-геохимических типов и подтипов ГФ, фациально-палеогеографических и палеогеодинамических обстановок их образования и др. На поле карты нашли отражение следующие показатели каждой ГФ: границы распространения, возраст, вещественный тип, комплекс полезных

ископаемых, связанных с формацией, и ряд других. Карту сопровождают литолого-минералогические колонки, унифицированные «характеристики» каждой формации и развернутый реестр ГФ. Для каждой формации приведены систематизированные и согласованные между собой наборы важнейших характеристик: номер, возраст, комплекс наиболее значимых структурно-вещественных показателей, соотношения с рифогенными и черносланцевыми образованиями, типы фациально-палеогеографических и палеогеодинамических обстановок формирования, комплекс установленных месторождений полезных ископаемых и их масштаб.

Всего закартировано и охарактеризовано свыше 130 ГФ. Все они сгруппированы по крупным геоструктурным подразделениям, для каждого приведено текстовое описание всех ГФ, иллюстрируемое профилями и схемами.

Построены схемы корреляции, графически отображающие особенности пространственно-временного размещения ГФ в основных геоструктурных подразделениях России, что позволило уточнить ряд закономерностей их распространения.

Отчетливо выделяются крупные (ранга тектонических циклов) стратиграфические интервалы преимущественной локализации ГФ. Это V_2-D_1 , отвечающий байкальско-каледонскому циклу, и D_2-P — герцинскому. Мезозойский и кайнозойский циклы (киммерийский и альпийский) на территории России проявлены более ограниченно. В пределах двух палеозойских интервалов во многих регионах столь же четко обозначены два более узких интервала: в байкальско-каледонском V_2-E_2 и S_2-D_1 , в герцинском D_{2-3} и P_{1-2} . Нижние коррелируются с ранними фазами тектонических циклов, верхние — с завершающими, одновременно отвечая переходу от трансгрессивных стадий к инундационным и от инундационных к регрессивным. В киммерийском и альпийском циклах на территории России представлены лишь их верхние уровни — J_3 и $N-Q$.

В чехлах платформ большая часть ГФ локализована в составе плитных комплексов, на древних платформах в них находятся почти все известные сколько-нибудь значительные ГФ.

Среди вещественно-геохимических разновидностей ГФ во всех типах геоструктур как в пространстве, так и во времени количественно доминируют формации сульфатно-кальциевого типа. Галититовые установлены лишь на уровнях наиболее широкого распространения ГФ: V_2-E_2 , S_2-D_1 , D_{2-3} , P_{1-2} , J_3 и $N-Q$. Калиеносные формации хлоридного типа развиты также на этих уровнях, на двух из них — V_2-E_2 и P_{1-2} — масштабы калиеносности очень значительны, а на двух — D_{2-3} и J_3 — калиеносность лишь слабо выражена. ГФ наиболее редкого сульфатно-кальциевого типа характерны для одного пермского уровня, выделяющегося максимальной интенсивностью всех типов галогенеза (Прикаспийский и Балтийский бассейны). Формации сульфатно- и карбонатно-натриевых типов, также весьма редких, довольно широко распространены (хотя и в несопоставимо малых масштабах) среди голоценовых отложений.

Выполнен комплекс специальных *историко-геодинамических исследований*, базирующихся на материалах картирования ГФ России с привлечением обширной информации по соленосным бассейнам мира.

Составлена серия схематических карт-срезов, отражающих особенности размещения ГФ разных вещественных и палеогеодинамических типов на территории России для основных стратиграфических уровней солена-

копления территории России: V_2 – E_2 , O_{2-3} – D_1 , D_{2-3} – C_1 , C_2 – P_{1-2} , J_3 , N – Q . Комплект таких стратиграфо-палеогеодинамических схем дал обобщенную картину размещения ГФ на разных возрастных срезах и выявил их соотношения на каждом из них и в их последовательности.

Составлены глобальные палеогеодинамические реконструкции для основных эпох соленакопления (для России и мира в целом одинаковых или близких), на которых отражено положение соленосных бассейнов в последовательных палеокинематических ситуациях. Реконструкции дают общее представление о тенденциях изменения этих ситуаций и о соотношении с ними соленосных бассейнов.

Эти два набора схем, выполненных для одинаковых возрастных срезов, позволили воссоздать вполне отчетливую картину палеогеодинамической позиции и истории ГФ России в процессе формирования и трансформации ее территории в ходе взаимодействия между палеоконтинентальными литосферными блоками и палеоокеаническими бассейнами и уточнить ряд общих палеогеодинамических закономерностей пространственно-временного размещения ГФ.

Палеогеодинамическая позиция ГФ России и их история в наибольшей мере связаны с взаимодействием и сопряженной эволюцией трех палеоконтинентов – Восточно-Европейского и Сибирского раннедокембрийских, Тимано-Печорско-Баренцевского позднедокембрийского и Евразийского аккреционного постгерцинского – и нескольких граничивших с ними палеоокеанических бассейнов – позднедокембрийского Палеоуральского, позднедокембрийско-палеозойских Палеоазиатского и Панталасса, палеозойских Уральского и Палеотетиса и мезозойско-кайнозойского Тетиса (Неотетиса). Ограниченное влияние оказывали также более удаленные позднедокембрийско-палеозойские палеоокеанические бассейны Япетус и Тейссейра-Торнквиста. Каждый из палеоконтинентов в разных своих частях и в разное время был сопряжен с эволюцией разных палеоокеанов, определявших активность развития тех или иных их окраин и формирования в них соленосных бассейнов. Например, у Восточно-Европейского палеоконтинента в позднедокембрийское время важнейшие осадочные и соленосные события были связаны с окраинами Палеоуральского океана, отделявшего этот палеоконтинент от Тимано-Печорско-Баренцевского, в конце докембрия – раннем палеозое – с окраинами Япетуса и океанической ветви Тейссейра-Торнквиста, а в палеозое – Уральского и Тетиса. (Аналогично каждый палеоокеан в разных своих частях оказывал воздействие на окраины разных палеоконтинентов.)

По особенностям итогового палеогеодинамического размещения и эволюции ГФ различаются три типа областей и поясов: 1) внутренние части палеоконтинентов – ГФ приурочены к бассейнам внутриконтинентальных палеорифтогенных систем; 2) пограничные пояса – окраины палеоконтинентов и смежные окраинные области палеоокеанических бассейнов, т. е. зоны взаимоперехода – ГФ распространены наиболее широко, они последовательно возникали здесь в бассейнах разных геодинамических обстановок, переживавшихся палеоокраинами: межконтинентальных рифтов, пассивных окраин, активных окраин, коллизионных; 3) внутренние области палеоокеанических поясов – ГФ связаны главным образом с палеомикроконтинентами и также возникали на разных стадиях их эволюции, сохранившись преимущественно в задуговых бассейнах растяжения и сжатия. Из этих трех типов в современном геоструктурном плане перво-

му в наибольшей мере (хотя и не полностью) отвечают внутренние области платформ, второму – зоны сочленения, занимаемые окраинами платформ и прилегающими областями развития складчато-надвиговых комплексов (включая зоны перекрытий этими комплексами), третьему – внутренние области складчатых областей.

В пространстве основная масса ГФ контролируется внутриконтинентальными палеорифтовыми структурами разного масштаба (и их тектоническими производными) и окраинноконтинентальными эволюционирующими системами. На окраинах палеоконтинентов, смежных с подвижными поясами и в своем развитии подчиненных их эволюции, ГФ распространены наиболее широко. Области максимальной их локализации являются углы платформ: современные экзогональные синеклизы, отвечающие былым углам палеоконтинентов, ограниченным двумя подвижными поясами. Именно таково расположение крупнейших ГФ Прикаспийского и Восточно-Сибирского бассейнов.

Ныне на территории России наиболее полно и масштабно представлены (сохранились) ГФ, относимые к осадочным бассейнам трех геодинамических классов: внутриконтинентальных палеорифтов (авлакогенов), активноокраинному и коллизионному. Первые локализуются во внутренних частях палеоконтинентов, вторые и третьи – в пределах окраинных палеопоясов и относительно локально – в их внутренних частях, где тяготеют к микроконтинентальным блокам.

Для каждого структурного элемента суммарные возрастные интервалы проявления галогенеза коррелируются с этапами и стадиями развития подвижных поясов (или их частей), инициировавших активность этих элементов. Возраст же наиболее масштабных проявлений галогенеза отвечает тектоническим фазам, наиболее значимым для соответствующего структурного элемента, менее масштабных – менее значимым и (или) более удаленным. Для фаз тектонического покоя или затишья галогенез не характерен.

Уровни максимального развития галогенеза в целом для всей территории России примерно те же, что и глобальные. Однако в каждом регионе они варьируют, коррелируясь с фазами деструкции, растяжения или сжатия, затронувшими данную территорию. Во многих структурах ГФ развиты многоярусно, образуя до 5–9 уровней.

Выполненный историко-геодинамический анализ нео- и палеогеодинамической позиции соленосных бассейнов мира и России выявил следующий ряд общих закономерностей их пространственно-временного размещения и эволюции, на территории России в целом совпадающих с таковыми на земном шаре.

Периодичность галогенеза. Отчетливо выражен неравномерно-дискретный характер количественного и качественного распределения ГФ по стратиграфической шкале с образованием ряда максимумов – эпох галогенеза, устанавливаемых по наибольшим величинам объемов (площадей и мощностей) как всех галогенных образований, так и каждой из их составляющих – сульфатной, галититовой, калийной (обоих типов), а также по наибольшей полноте (завершенности) галогенеза. Главные максимумы-эпохи на территории России – V_2-E_2 , $D_{2,3}$, P_{1-2} , J_3 ; из них два самых крупных (первого порядка) – V_2-E_2 и P_{1-2} . Слабее выражены S_2-D_1 и $N-Q$. Все перечисленные максимумы отвечают глобальным эпохам галогенеза в геологической истории Земли, в том числе оба самых крупных V_2-E_2 и P_{1-2} – крупнейшим из них. Однако не все глобальные максимумы нашли

отражение на территории России. В частности, глобальный миоценовый максимум выражен здесь очень ограниченно.

Каждый из максимумов — эпох галогенеза — представляет собой не один, а сочетание из двух-трех (и более) сближенных во времени более дробных уровней (фаз) галогенеза, которые чаще имеют более локальное распространение.

Во всех случаях наблюдается корреляция уровней галогенеза с эпохами диастрофизма и с другими проявлениями тектонической активности.

Пространственная упорядоченность размещения ГФ. На каждом стратиграфическом уровне ГФ (и их фрагменты) располагаются в пределах относительно активных (на данном этапе) территорий, контролируемых либо границами прилежащих к ним литосферных плит, либо внутриконтинентальными рифтогенными системами (или их ветвями). Крупнейшие ГФ связаны с пересечениями активных систем.

Региональные особенности возрастного распределения ГФ. В пределах конкретных регионов общие возрастные интервалы развития ГФ коррелируются с общими временными интервалами проявления в них (или в непосредственном обрамлении) тектонической активности, а отдельные уровни галогенеза — с фазами и импульсами тектонической активности, значимыми для данных палеоструктур. В каждом регионе проявления галогенеза резонансно отражают региональные фазы и импульсы геодинамической активности и могут служить их индикаторами. Многоуровненность галогенеза отражает многоактность тектонической активности структур.

Синхронность или закономерная последовательность галогенных событий. В бассейнах как одного структурно-тектонического подразделения, так и в разных, но сопряженных в палеогеодинамической истории, часто устанавливается синхронность проявлений галогенеза и/или их закономерная возрастная миграция, отражающие особенности пространственно-временного распределения и соотношения сомасштабных палеотектонических событий.

Возрастное распределение разных вещественных (геохимических) типов ГФ. Довольно отчетливая избирательная связь некоторых вещественных (геохимических) типов ГФ с теми или иными эпохами галогенеза создает своеобразную геохимическую «специализацию» этих эпох. Наиболее отчетливо выражена «калийная специализация» пермской и поздневендско-среднекембрийской эпох, в том числе в пермской эпохе сульфатно-калиевого типа. Максимумы галогенеза хлоридно- и сульфатно-калиевого типов, установленные на территории России, совпадают с глобальными.

Перечисленные пространственно-временные закономерности распределения ГФ отчетливо отражают закономерности самого палеотектонического развития, в том числе дискретно-периодический характер их распределения по стратиграфической шкале фиксирует стадийно-циклический ритм тектонических событий; закономерные пространственные распределение и соотношение ГФ на каждом уровне отражают соотношение активных палеотектонических элементов разных рангов; региональные этапы (общие возрастные интервалы) и локальные уровни развития ГФ коррелируются с временными интервалами проявления в их пределах (или в непосредственном обрамлении) тектонической активности; многоуровненность галогенеза, ярко выраженная во многих регионах, является отражением полициклическости палеотектонического развития; синхронность и коррелируемость ГФ и их закономерная возрастная миграция

внутри пространственных подразделений отражают аналогичные особенности пространственно-временного распределения и соотношения масштабных палеотектонических событий; определенная геохимическая периодичность со специализацией отдельных эпох отражает тенденции тектонической цикличности и связанной с ней эволюции тектоно-седиментационных ситуаций галогенеза.

Прослеженный ряд закономерностей пространственно-временного распределения ГФ России может быть использован при проведении исследований как галогенных, так и сопряженных с ними образований, прежде всего стратиграфо-литологических и минерагенических, в том числе следующих:

- при прогнозировании уровней и зон вероятного размещения ГФ и сопряженных с ними рифогенных и черносланцевых образований. Ориентирами уровней могут служить возрастные шкалы геодинамических событий (глобальных, региональных и локальных). В качестве показателей локализации максимумов галогенных и сопряженных образований на каждом уровне можно использовать поэтапные палеотектонические схемы размещения активных зон. Таким образом, шкалы разноранговых галогенных «событий» и палеокарты их пространственного распределения могут служить индикаторами уровней и зон проявления галогенных и сопряженных рифогенных и черносланцевых образований;

- в качестве инструмента минерагенического анализа и галогенных и сопряженных образований всех групп, связанных с ГФ полезных ископаемых, в том числе четырех основных собственно галогенной (соляной, галургической), минерагеническая значимость которой в наибольшей мере зависит от прогнозируемых геохимических показателей ГФ; рудной, для оценки которой, наряду с особенностями ГФ, высоко значимы прогнозные характеристики сопряженных с ними рифогенных и черносланцевых образований; серной (серы самородной и газовой); углеводородной;

- шкалы региональных галогенных «событий» разного ранга могут также служить индикаторами различных геологических «событий» – палеотектонических, геохимических, биотических и др. – и быть использованы для целей региональной и межрегиональной стратиграфической корреляции.

Каждый геодинамический тип соленосного бассейна имеет определенные и довольно устойчивые сочетания особенностей как галогенных, так и сопряженных и вмещающих их негалогенных образований, которые могут служить литогеодинамическими индикаторами. Их можно подразделить на две группы: структурно-вещественные и ситуационные (палеоситуационные). Первая включает характеристики соленосных тел разного ранга: вещественные (состав галогенных и негалогенных компонентов), структурно-морфологические (мощность, форма в плане и разрезе, характер залегания, зональность, полярность, дислоцированность) и пространственные (положение соленосных тел в вертикальных и латеральных рядах одноранговых с ними образований). Вторая группа объединяет характеристики обстановок (палеообстановок) галогенной (и сопряженной) седиментации: фациально-ландшафтные (типы седиментационных бассейнов и типовые латеральные ряды фациальных обстановок) и эндогенные (характер геодинамических напряжений, типы и мощности коры и литосферы, вулканизм, сейсмичность, тепловой и флюидный потоки, контрастность рельефа). Все вместе они составляют информационную основу, пригодную для решения ряда прямых и обратных задач литогеодинамического анализа. В част-

ности, они дают возможность с одной стороны по изученным признакам соленосных бассейнов опознавать или хотя бы намечать геодинамические типы контролирующих их обстановок, а с другой, в уже опознанных типах обстановок прогнозировать как само наличие галогенных комплексов, так и их вероятные геохимические и другие особенности.

Анализ *закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, связанных с ГФ на территории России*, выполнен с использованием итогов их картирования и комплексного литогеодинамического анализа. Разработанный набор структурно-вещественных, литолого-фациальных и литогеодинамических моделей, в котором ГФ обозначены как упорядоченные рудно-породные системы, закономерности организации которых и конкретные структурно-вещественные, пространственные и минерагенические особенности зависят от контролирующих их фациальных и палеогеодинамических палеообстановок, послужил основой при решении задач минерагенического анализа.

Разработана вещественно-генетическая типизация полезных ископаемых, связанных с ГФ. Весь спектр галофильных полезных ископаемых (твердых, жидких и газообразных) подразделен на группы, различающиеся по вещественным и минерагеническим особенностям и по характеру связей с галогенными или негалогенными членами формаций. Выделены следующие вещественно-генетические группы, каждая из которых объединяет по нескольку видов полезных ископаемых: галургическая (собственно галогенная), включающая две подгруппы – ископаемых и современных (самосадочных) солей; гидроминеральная (формационные погребенные рассолы); рудная, с подгруппами металлических и неметаллических полезных ископаемых; серная, объединяющая месторождения серы самородной и серы газовой; углеводородная.

Составленная база данных месторождений полезных ископаемых, связанных с ГФ на территории России, содержит унифицированные характеристики более 700 месторождений и проявлений разных видов полезных ископаемых, связанных с ГФ, распространенными на территории России. Наибольшая их часть сосредоточена в контурах крупнейших ГФ, развитых в пределах Прикаспийского, Волго-Уральского, Восточно-Сибирского, Тимано-Печорского и ряда других соленосных бассейнов. Полученный материал позволил наметить ряд особенностей количественного распределения разных групп и видов полезных ископаемых и уточнить сырьевой потенциал ГФ территории России.

ГФ России вмещают очень крупные (практически неисчерпаемые) запасы каменной соли, гипсов и ангидритов, а также крупнейшие и уникальные месторождения калийных и магниевых солей и элементов-примесей – Br, Rb и др. (Соликамский, Прикаспийский, Восточно-Сибирский бассейны). ГФ контролируют размещение уникальных по запасам месторождений газовой серы (Астраханский супергигант Прикаспийского и Оренбургский Волго-Уральского бассейнов), а также значительные скопления серы самородной. С ними сопряжены скопления ряда металлических и неметаллических полезных ископаемых стратиформного типа: медистых песчаников и медистых сланцев, Pb-Zn руд в карбонатных комплексах, Sr-Ba (иногда с флюоритом) руд в существенно доломитовых комплексах, флюорита (в том числе оптического), остаточных боратов и других представителей Pb-Zn-Ba-Sr-F-Hg-ассоциации в кепроках соляных куполов (бассейны Волго-Уральский, Бузулукский, Восточно-Сибирский,

Тунгусско-Хатангский и другие), а также крупные концентрации железных руд, обязанные взаимодействию траппов и солей (Восточно-Сибирский бассейн). В разрезах всех соленосных бассейнов ГФ непосредственно контролируют или косвенно влияют на латеральное и вертикальное размещение месторождений углеводородов и локализацию их залежей в условиях как пластового (Восточно-Сибирский, частично Волго-Уральский бассейны), так и солянокупольного (Прикаспийский, частично Волго-Уральский бассейны). Каждый вид полезных ископаемых представлен на территории России объектами, содержащими значительные концентрации и крупные запасы соответствующего вида сырья и обладающими высоким минерагеническим потенциалом.

Результаты исследований позволили обозначить галофильные полезные компоненты каждой группы в качестве закономерных звеньев единых структурированных соленосных рудно-породных систем, в которых они избирательно связаны с определенными их геохимическими типами, подчинены особенностям внутреннего строения, занимая устойчивую позицию в их структуре, связаны с определенными обстановками и стадиями геодинамического и литогенетического развития.

Основные особенности состава и распределения полезных ископаемых во многом зависят от вещественных и структурных характеристик самих ГФ и важнейших особенностей их распространения. Вещественно-геохимические типы формаций в значительной мере предопределяют основные виды связанных с ними полезных ископаемых. Наиболее выражена такая связь для собственно галогенной (соляной, галургической) группы, сырьевая значимость которой в наибольшей мере зависит от вещественных показателей ГФ. Так, формация сульфатно-кальциевого типа подчинены месторождения гипса и ангидрита, галититовым – ангидрита, гипса и каменной соли, формациям хлоридно-кальциевого типа – также (помимо ангидрита, гипса и каменной соли) месторождения хлоридных калиево-магниевого солей, формациям наиболее редкого сульфатно-кальциевого типа – еще и сульфатных магниево-кальциевых солей и бишофита, формациям сульфатно-натриевого типа – месторождения сульфатно- и хлоридно-натриевых солей, а содовым – карбонатно- и хлоридно-натриевых. Этими же показателями ГФ во многом определяется и комплекс заключенных в них полезных микрокомпонентов. Кроме того, вещественно-геохимические особенности ГФ во многом определяют макро- и микрокомпонентный состав связанных с ними рассолов.

Уровни преимущественной локализации месторождений галургической группы (V_2 – E_2 , D_{2-3} , P_{1-2} , J_3 и N – Q) отвечают уровням распространения наиболее значительных ГФ. На этих уровнях развиты все калиеносные формации хлоридного типа, при этом на двух из них (самых масштабных) – V_2 – E_2 и P_{1-2} – калиеносность весьма значительная, а на двух других – D_{2-3} и J_3 – лишь слабовыраженная. Месторождения наиболее редкого сульфатно-кальциевого типа характерны лишь для одного – пермского – уровня, выделяющегося максимальной интенсивностью всех типов галогенеза (Прикаспийский и Балтийский бассейны). Отмечавшаяся ранее избирательная связь некоторых вещественных (геохимических) типов ГФ с теми или иными эпохами галогенеза (геохимическая периодичность со специализацией отдельных эпох) проявляется и в своеобразной «сырьевой» и минерагенической специализации тех же эпох. Наиболее отчетливо выражена «калийная специализация» пермской и поздневендско-

кембрийской эпох, в том числе в пермской эпохе – сульфатно-калиевого типа. Своеобразная специализация сульфатно- и карбонатно-натриевых типов проявляется для голоценового времени, правда, по масштабам она незначительная и эфемерна. Существенно, что уровни локализации месторождений солей хлоридно- и сульфатно-калиевого типов (а также и сульфатно- и карбонатно-натриевых) на территории России совпадают с уровнями их глобальной локализации.

Раскрытые особенности размещения в структуре ГФ месторождений других групп полезных ископаемых, сопряженных с теми или иными типами ГФ и с теми или иными участками их структуры, весьма важны для определения зон и уровней их вероятной локализации.

Основные стратиграфические интервалы преимущественной локализации на территории России полезных ископаемых всех групп (как и самих ГФ) – V_2-D_1 и D_2-P , – отвечают байкальско-каледонскому и герцинскому циклам. В пределах этих интервалов в свою очередь выделяются более узкие уровни: V_2-E_2 , D_{2-3} и P_{1-2} . В составе ГФ мезозойского и кайнозойского циклов на территории России полезные ископаемые (как и сами ГФ) развиты более ограниченно, преобладая на двух уровнях – J_3 и N_1 . В небольших масштабах они распространены в составе голоценовых отложений.

Выполненная систематизация комплекса сведений о размещении, запасах и ресурсах полезных ископаемых каждой из групп, связанных с ГФ на территории России, позволила на более строгой фактологической основе оценить известные и выявить ряд новых закономерностей их пространственной и возрастной локализации, учитывающих их взаимосвязи с ГФ и позволяющих более уверенно судить о минерагеническом потенциале ГФ, о типах и масштабах продуктивности разных их вещественных и структурных типов в пределах основных геоструктурных элементов территории России. На основании анализа устойчивости проявления этих закономерностей существенно конкретизированы и систематизированы прогнозно-поисковые критерии локализации месторождений полезных ископаемых, связанных с ГФ, которые сведены в таблицы-реестры, составленные для каждого вида полезных ископаемых.

Создана система мировых геолого-минерагенических эталонов соленосных бассейнов. Для каждого вида галофильных полезных ископаемых намечены эталонные объекты, выбранные из числа отечественных и зарубежных бассейнов, выделяющихся высоким минерагеническим потенциалом соответствующего типа и содержащих уникальные или максимально крупные концентрации этого вида полезных компонентов.

Сумма полученных данных расширяет возможности использования при исследовании и прогнозировании полезных компонентов комплекса разнообразных связей и закономерностей, раскрытых для соленосных систем в целом, а также для применения по отношению к ним методик фациального, стадийного, палеогеодинамического и генетического видов анализа.

Уточненные закономерности в сочетании с разработанными минерагеническими моделями и эталонами явились основой *Карты перспективной оценки ГФ территории России* масштаба 1 : 10 000 000 (прил. 3.2). На Карте, выполненной на несколько упрощенной формационной основе Карты ГФ, дана оценка перспектив по всем выделенным группам полезных ископаемых, отдельно для каждого вида. По степени перспективности выделены три категории площадей с дополнительным подразделением по наличию

(или отсутствию) на площади установленных месторождений данного вида полезного ископаемого.

Всего на территории России выделено более 50 площадей, перспективных на разные группы и виды полезных ископаемых, связанных с ГФ. Они систематизированы в реестре перспективных площадей.

Из полезных ископаемых галургической группы ГФ России могут содержать практически неисчерпаемые запасы каменной (и поваренной) соли, гипсов и ангидритов, а также крупнейшие концентрации калийных и магниевых солей и элементов-примесей Br, Li, Rb, В и др. Основные перспективные площади сосредоточены на территории Прикаспийского, Волго-Уральского и Восточно-Сибирского регионов. Заслуживает внимания возможность использования соляных толщ и соляных куполов в качестве хранилищ нефти и газа, а также промышленных отходов.

В группе гидроминерального сырья основные перспективы связаны с микрокомпонентами формационных рассолов (Br, Li, В и др.) Восточно-Сибирского, Прикаспийского и Соликамского бассейнов. Особый интерес могут представлять жидкие литиевые руды Восточно-Сибирского бассейна. Возможности и перспективы использования гидроминерального сырья достаточно высоки, однако пока они реализуются очень ограниченно.

В рудной группе наибольший интерес представляют перспективные площади на следующие виды руд: медь, свинец, цинк в сочетании с серебром, возможно, МПГ в месторождениях типа медистых песчаников, медистых сланцев и частично в карбонатных комплексах (Двинско-Бузулукский, Волжско-Мезенский, Восточно-Сибирский, Прибалтийский бассейны); флюорит (в том числе оптический), бораты и ряд представителей Pb-Zn-Ba-Sr-F-Hg-ассоциации в кепроках соляных куполов (Тунгусско-Хатангский бассейн); железные руды ангаро-илимского типа (Восточно-Сибирский бассейн). Хотя промышленное значение рассматриваемой группы на территории России пока небольшое, однако с учетом данных о зарубежных аналогах их минерагенический потенциал представляется весьма высоким.

В серной группе основные перспективы обоих типов месторождений — серы самородной и серы газовой — связаны с Волго-Уральским и Прикаспийским бассейнами. Газовая сера — ныне основной по значимости источник серосодержащего сырья в России, остается несомненным лидером и в перспективе.

В углеводородной группе высокая значимость солей в качестве фактора, контролирующего размещение нефтегазовых залежей, сохранится в бассейнах как с пластовым залеганием солей (бассейны Восточно-Сибирский, Волго-Уральский и др.), так и с интенсивными проявлениями солянокупольной тектоники (Прикаспийский, частично Волго-Уральский и др.). Вероятно, возрастет количество скоплений углеводородов, непосредственно связанных с галогенными формациями, залегающих в под- и межсолевых отложениях (верхневендско-среднекембрийская ГФ Восточно-Сибирского бассейна, нижнепермская Волго-Уральского и Прикаспийского), а также в кепроках соляных куполов девонских солей Енисейско-Хатангского бассейна и пермских солей Прикаспийского.

Карта характеризует современную картину установленной и прогнозной минерагенической значимости ГФ для территории России в целом и каждой формации в отдельности, свидетельствуя, что их минерагенический потенциал раскрыт пока лишь частично и может быть существенно расширен.



ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ



4

Углеродистые или черные сланцы (ЧС), несмотря на длительную историю их изучения, с полным основанием можно причислить к категории осадочных горных пород, обладающих далеко не раскрытым минерагеническим потенциалом.

Н. М. Страхов пятьдесят лет назад писал: «Хотя накопления органического вещества в морях в виде горючих сланцев известны давно, эти породы до сих пор почти не привлекали к себе внимания литологов. Петрография их изучена недостаточно, а о фациальных условиях образования имеются лишь общие представления» [Страхов, 1962, т. 2, с. 317]. Действительно, минерагенический потенциал ЧС и черносланцевых формаций (ЧСФ) не вызывал тогда большого интереса.

Последовавшие затем открытия в России и за рубежом крупных и уникальных месторождений дефицитных видов минерального сырья в связи с ЧС кардинально изменили отношение к данному типу природных образований. Как заметили Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис [1990], черные сланцы привлекательны тем, что с ними как-то (генетически, парагенетически, а то и просто пространственно) связаны гигантские месторождения золота, платиноидов, урана и редких металлов. Широкие промышленные перспективы открывает находка в составе некоторых шунгитовых разновидностей ЧС природных фуллеренов. Прогнозируется, что в XXI в. фуллерены станут основой многих нанотехнологий с ожидаемым высоким экономическим эффектом [Полеховский, Резников, 1999].

Зоны сульфидизации в черносланцевых толщах можно рассматривать как практически неисчерпаемые комплексные месторождения цветных и благородных металлов, так как по параметрам в целом ряде докембрийских и фанерозойских провинций они сопоставимы с крупнейшими геологическими телами [Сидоров, Томсон, 2000а, б].

С ЧСФ связаны и промышленные залежи урана. В частности, в Китае среди всех типов выявленных урановых месторождений оруденение в «углеродисто-кремнистых пелитовых породах» занимает долю в 16,4%, что является четвертой позицией после оруденения «в гранитах» (38,11%), «в песчаниках» (21,44%) и «в вулканитах» [Уран на рубеже ... , 2002].

Открытие месторождений золота в углеродсодержащих терригенных и карбонатных формациях в США (Невада), Канаде, Китае, Австралии обеспечило резкий рост его добычи [Литогеодинамика ... , 1998].

Толщи с углеродсодержащими породами, представленные графитистыми и углеродистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, глинистыми и доломитистыми алевролитами, вмещают крупнейшие золоторудные месторождения Северо-Востока России (Нежданинское, Наталкинское, Майское), Сибири (Сухой Лог, Олимпиадинское), Аляски (Джуно), Калифорнии (Мазер Лод), Провинции Бассейнов и Хребтов (Карлин, Голд Кворри), Австралии (Бендиго, Балларат) и др. Н. А. Пихота и др. [1998, с. 139] рассматривают углеродсодержащие палеозойские формации юга

Киргизии с золотом и его спутниками (Cu, Mo, U, Se, Bi, As, Ag) в качестве «колоссального резерва комплексных руд будущего».

В карбонатно- и кремнисто-вулканогенных толщах рудоносные углеродистые пачки распространены в протерозойских толщах Карелии, Западного и Восточного Саяна и фанерозойских толщах Казахстана. Список этот можно продолжить.

ЧСФ нередко занимают огромные площади не только на платформах, но и в складчатых областях. Так, нижнекембрийские вулканогенно-кремнистые толщи, представленные переслаивающимися кремнистыми сланцами и яшмами, известковыми и углеродистыми сланцами, а также интенсивно измененными эффузивами и туфами с ванадий-молибденовой и фосфорной минерализацией, образуют пояс от Китая до Центрального Казахстана протяженностью около 2000 км. В Китае кембрийские горизонты сульфидизированных ЧС содержат до 2% молибдена и аномальные концентрации цинка, никеля, золота, платины, палладия. Как правило, фиксируется положительная корреляция между рудным (V, Mo, Ni, Co) и углеродистым веществом. Эти наблюдения в равной степени относятся как к сингенетическим, так и эпигенетическим (приразломным) углеродистым сланцам (табл. 4.1).

В последние годы черные сланцы становятся реальным нетрадиционным источником углеводородного сырья — сланцевого газа и нефти.

Таблица 4.1

Геохимические функции черных сланцев (или их компонентов) в сингенетических и эпигенетических процессах
[Юдович, Кетрис, 1994]

Сингенетические процессы: седиментогенез и диагенез	Эпигенетические процессы: катагенез, метагенез, гипергенез
<p>Концентрационная функция живого вещества (ЖВ): гидробионты концентрируют в процессе жизнедеятельности в своих клетках вещества из окружающей среды</p> <p>Средообразующая функция органического вещества (ОВ): в диагенезе ОВ выделяет в окружающую среду CO₂, H₂S, CH₄, H₂ и другие вещества, резко изменяющие физико-химические параметры среды. Это ведет либо к фиксации рудных компонентов на геохимических барьерах (барьерный эффект), либо, наоборот, к их мобилизации (транспортный эффект)</p> <p>Барьерная функция ОВ и сингенетических сульфидов: ОВ и сингенетические сульфиды в диагенезе захватывают и концентрируют рудные компоненты посредством сорбции, хемосорбции и восстановления</p> <p>Транспортная функция ЖВ и ОВ: живое вещество и растворенное ОВ переводят рудные компоненты в миграционно-способные формы</p>	<p>Ресурсная функция черных сланцев: ЧС служат источником рудного вещества, отдавая его в гидротермальные, метаморфогенные и гипергенные растворы</p> <p>Средообразующая функция черных сланцев: в основном та же, что и в сингенетических процессах</p> <p>Барьерная функция черных сланцев: в основном та же, что и в сингенетических процессах, но повышается роль сорбции и восстановления и убывает роль хемосорбции</p> <p>Транспортная функция ОВ черных сланцев: в основном та же, что и в сингенетических процессах, но в числе миграционных ОВ появляются нафтоиды</p>

В числе прочих причин повышенного интереса геологов к черносланцевым породам можно назвать неоднозначное решение вопросов происхождения аномально высоких содержаний углеродистого вещества и мощных геохимических аномалий целого ряда элементов (фосфора, урана, золота, платиноидов, молибдена, меди, цинка, ванадия, рения и др.), отличающих ЧС от других осадочных безуглеродистых пород.

4.1. КАРТА ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

4.1.1. Терминология

Анализ публикаций, посвященных ЧС и ЧСФ, указывает на чрезвычайно широкий диапазон взглядов отечественных и зарубежных исследователей на вопросы терминологии и типизации.

Так, в частности, было предложено к черносланцевым (углеродсодержащим) относить породы с содержанием $C_{\text{орг}}$, превышающим кларковые, более 0,62% для осадочных пород в целом и более 0,9% для существенно глинистых пород [Сараев и др., 1998]. Другие исследователи [В. и С. Бордоны, 1998] отмечают, что понятие «черные сланцы» охватывает большую группу пород разного генезиса, химического и минерального состава, цвета и структуры, объединенных повышенным содержанием органического вещества неугольного ряда. Они отдают предпочтение терминологии Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [1988] (об этом ниже). В. Н. Волков с соавторами [Волков и др., 1997] в учебном пособии, посвященном вопросам металлогении горючих ископаемых и углеродсодержащих пород, рассматривают такие породы как производные двух исходных типов органического вещества (ОВ) — гумусового и сапропелевого. В число производных последнего входят «черные сланцы» и «горючие сланцы», причём вторые могут рассматриваться как составная часть первых. «К черным сланцам относят разнообразные осадочные и осадочно-метаморфические породы с повышенным содержанием ОВ преимущественно сапропелевой и смешанной сапропелево-гумусовой природы. большей частью это тонкозернистые образования глинистого, глинисто-карбонатного, глинисто-кремнистого состава» [Волков и др., 1997, с. 29]; «К горючим сланцам относят разнообразные осадочные тонкозернистые, чаще слоистые карбонатные, глинисто-карбонатные, глинистые, глинисто-кремнистые породы с ОВ преимущественно сапропелевой или смешанной гумусово-сапропелевой природы в количестве обычно от 15–20 до 40–50%» [Там же, с. 28].

Многие геологи относят к ЧС породы с содержанием $C_{\text{орг}}$ более 1%. Поскольку фоновые содержания $C_{\text{орг}}$ в осадках современных морских бассейнов, как правило, меньше 1%, то именно это количество органического углерода принимается в качестве пограничного между «нормальными» (неуглеродистыми) осадочными породами и «черными» (углеродистыми) сланцами. По определению Юдовича, Кетриса [1988], ЧС — это водноосадочные горные породы, обычно темные, пелитоморфные и сланцеватые, обогащенные сингенетичным органическим веществом преимущественно аквагенного и отчасти терригенного типов.

Авторы данной работы отнесение к ЧС водноосадочных пород с содержанием $C_{\text{орг}}$ более 1% принимают в качестве репера (ориентира) при разбраковке тех или иных углеродсодержащих пород.

В ряде регионов в названии ЧС фигурируют местные названия. Например, «доманикиты» (по доманиковому горизонту верхнего девона ВЕП), «диктионемовые сланцы» (по сланцам нижнего ордовика с остатками граптолитов рода *Dictyonema*), «куонамиты» (по ниже-среднекембрийской куонамской свите Сибирской платформы), «лидиты» (по древнеримской провинции Лидия в Малой Азии) – черные плотные непрозрачные кремнистые породы с примесью углистого вещества и битума; например, силурийские лидиты Роннебургского рудного (уран) поля в Германии [Булыгин и др., 1982]. С лидитами часто отождествляют «фтаниты» – твердые черные кремнистые породы, состоящие на 95–98% из кварца и халцедона и содержащие рассеянное органическое вещество в виде углистых и графитовых частиц.

Название «менилитовые сланцы» (по одноименной свите олигоцена в Восточных Карпатах) также получило хождение в ряде публикаций. Менилитовые сланцы Польских Карпат приобрели известность благодаря повышенным содержаниям урана, молибдена, никеля, хрома, меди, марганца, свинца и цинка [Щуров, 1972]. Для некоторых глинистых сланцев темно-серого или черного цвета используется название «аспидные» [Словарь ... , 1958]. По Н. Б. Вассоевичу, «аспидная формация» – это одна из геосинклинальных формаций, представленная мощной толщей глинистых сланцев, содержащих прослой и пачки алевролитов и песчаников.

Разновидностью ЧС являются, как отмечалось выше, горючие сланцы (ГС), которые представляют собой самостоятельный объект исследований для геологов, химиков и технологов. Они являются собой не только «горючее ископаемое», но и выступают в качестве комплексного сырья многоцелевого назначения, как, например, нижнеордовикские диктионемовые сланцы Прибалтийского бассейна. Многие из них (из-за отсутствия рентабельных технологий по их переработке, а также по экологическим соображениям не вовлекаются в добычу и рассматриваются как «руды (сырьё) будущего» [Krbek, 1991; Park, Hard, 1980; Vine, 1970].

Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис [1988] подчеркивают, что черные сланцы – это термин свободного пользования, многие исследователи предпочитают ему термин «углеродистые породы», так как ЧС не всегда имеют черный цвет и отвечают понятию «сланцы». Исходя из содержания $C_{\text{орг}}$ они подразделяют ЧС на низкоуглеродистые (1–3%), углеродистые (3–10%) и высокоуглеродистые (>10%). Верхняя граница содержания $C_{\text{орг}}$ не задается. Использовать для высокоуглеродистых ЧС термин «уголь» (как это делается в ряде публикаций) принципиально неверно, так как в «настоящих углях» доминирует «органическое вещество терригенного (гумусового), а не аквального (сапропелевого) типа» [Юдович, Кетрис, 1988, с. 151].

При наличии в составе сланцев неорганических полезных компонентов последние обычно вводятся в их название: «медистые сланцы», «ураноносные сланцы», «ванадиеносные сланцы» и т. д.

На первых этапах исследования ЧС и ЧСФ в нашей стране предпочтение преимущественно отдавалось их разновидностям, обладающим большой теплотворной способностью, т. е. имеющим явные признаки практической полезности – горючим сланцам, широко распространенным

в плитных комплексах. Об этом наглядно свидетельствуют публикации и карты масштаба 1 : 5 000 000, выполненные геологами ВСЕГЕИ («Карта экзогенной минерагии СССР», 1987; «Карта нефтегазоносности территории Российской Федерации на литогеохимической основе», 2003; «Карта топливно-энергетических ресурсов Российской Федерации», 2004, и др.), а также ВНИГРИ (серия карт с 1988 г.) и других организаций. Как заметил В. А. Успенский [1975, с. 17], «...термин “горючие сланцы” – это техническое название углеродсодержащей породы».

Варианты терминологии применительно к ГС рассмотрены в обзоре Г. К. Хрустальной [1999]. Под горючим сланцем (oil shale) понимается осадочная органоминеральная порода, содержащая в концентрированной форме (20–70%) преимущественно сапропелевое органическое вещество (продукт преобразования фитопланктона, зоопланктона, фитобентоса), в основной массе нерастворимое в органических растворителях, при термической деструкции которого образуется значительное количество смолы. Отмечается, что растворимая часть органического вещества горючих сланцев – битумоид – составляет обычно доли процента; к горючим сланцам не следует относить битуминозные породы, т. е. с готовой нефтью, а также углистые сланцы, органическая часть которых представлена остатками высших растений; последние в составе горючих сланцев играют существенно второстепенную роль.

По другим источникам [Горючие ... , 1985], к ГС относят осадочные тонкозернистые карбонатные, кремнистые или глинистые горные породы, содержащие 15–40% ОВ – керогена, понимая под последним ОВ сапропелевых сланцев. При содержании 5–15% порода относится к группе керогенсодержащих, 40% и более – к сапропелевому углю (о некорректности применения здесь термина «уголь» упоминалось выше), менее 5% – следует говорить о породе с рассеянным ОВ. Многие исследователи относят к ГС осадочные породы с нижним пределом содержания керогена 5–10%. Верхним пределом содержания ОВ может быть 30–50 и даже 60–80% (торбаниты Австралии). По определению В. А. Котлукова, горючие сланцы состоят из количественно преобладающей минеральной части (глинистой, карбонатной или кремнистой) и на 15% и больше из ОВ.

Другие, обычно местные названия разновидностей ГС [Горючие ... , 1976]: *кукерсит* – горючий сланец среднеордовикского возраста Прибалтийского бассейна, массивный или плитчатый, коричневато-бурый с остатками макрофауны; *диктионемовый сланец* – горючий сланец нижнеордовикского возраста того же бассейна, темно-серый, слоистой текстуры с остатками граптолитов *Dicynopeta*; *доманиковский сланец* – горючий сланец верхнедевонского возраста (франский век), встречающийся среди пород доманикового горизонта, черный и темно-серый, со значительным содержанием битумоидов; *граптолитовый сланец* – горючий сланец верхнего ордовика – нижнего силура, встречающийся среди отложений граптолитовых фаций, коричневато-черный с остатками граптолитов. В диктионемовых, доманиковых, граптолитовых горючих сланцах содержание ОВ редко превышает 20–25%, в то время как в кукерситах оно составляет 30–65%.

К высокоуглеродистым черным сланцам с содержанием $C_{орг}$ более 15% применяют и термин «кахитолиты» (предложен Н. Б. Вассоевичем в 1973 г.).

Авторы, вслед за [Юдович, Кетрис, 1988], принимают следующее определение: *черные или углеродистые сланцы – это водноосадочные горные*

породы, обычно темноокрашенные, пелитоморфные, часто тонкослойчатые, обогатенные сингенетичным ОВ, преимущественно аквагенного и отчасти терригенного типа, с содержанием $C_{орг}$ более 1%.

ЧС являются составной частью ЧСФ: «...Биогенные углеродистые формации (или т. н. формации черных сланцев) представляют собой ассоциацию осадочных и (или) вулканогенно-осадочных пород и органического вещества, сформированную под совокупным влиянием геологических условий, среды и биологических экосистем, тесно связанных между собой в пространственном, временном и генетическом отношениях» [А. В. Сидоренко и др., 1981, с. 9]. Под геологической формацией понимается закономерное сообщество горных пород (минеральных парагенезисов, в частном случае руд), связанных общей структурой [Критерии ... , 1978, с. 16]. «Формация – это единое в структурно-вещественном отношении сообщество горных пород» [Васильев, 1968, с. 27]. Рудоносная геологическая формация – это разновидность геологической формации, обладающая специфическими чертами состава и строения, в пространственной и временной связи с которой генетически или парагенетически связаны промышленно ценные концентрации полезных ископаемых [Критерии ... , 1978, с. 29].

Под черносланцевыми, или, что точнее, углеродистыми, углеродсодержащими формациями будем понимать закономерные сообщества осадочных (вулканогенно-осадочных) пород, включающих горизонты аквагенных углеродистых («черных») сланцев (от 10–20% и более). При содержании в ЧСФ полезных компонентов в промышленных количествах они отвечают определению «рудная формация».

В работах, посвященных взаимосвязям геологических и рудных формаций, в том числе отличающихся повышенными содержаниями органического («углеродистого») вещества, выведены их соотношения по [Критерии ... , 1978; Рудоносность ... , 1981]. В перечень **геологических ЧСФ** включены аспидная, углеродисто-кремнистая, менилитовая, битуминозно-глинистая (диктионемовая), доманиковая (известняково-кукерситовая и кремнисто-известняковая) формации, которым отвечает ряд соответствующих им **рудных ЧСФ**: аспидная – медно-цинковая, медно-пирротиновая, золоторудная «черносланцевая» и золоторудная джаспероидная; углеродисто-кремнистая – молибден-ванадиеносных сланцев, золоторудная «черносланцевая», кобальт – меднорудная песчано-сланцевая; менилитовая – горючих сланцев; битуминозно-глинистая (диктионемовая) – молибден-ванадиеносные сланцы; доманиковая – молибден-ванадиеносные сланцы, известняково-кукерситовая горючих сланцев (кукерситов).

4.1.2. Классификации черносланцевых формаций

В процессе исследования ЧС и ЧСФ геологи неоднократно сталкивались со сложностью создания для них единой классификации. С подобной проблемой пришлось столкнуться и авторам монографии при подготовке Карты ЧСФ России.

Во многих публикациях можно найти варианты классификаций ЧС, опирающиеся на те или иные их геологические особенности. За основу типизации принимались различные признаки: геоструктурные особенности, состав ЧСФ, химизм пород, возраст и т. п.

При исследовании ураноносных ЧС США их разделяли на группы по тектонической позиции: интракратонные, перикратонные, миогеосинклинальные, эвгеосинклинальные [Swanson, 1956].

Я. Э. Юдович [2002] предложил типизацию ЧС, базирующуюся на двух, по его мнению, независимых и равноправных основаниях – геоструктурном и фациальном. По геоструктурной позиции бассейны, где формируются углеродистые осадки, составляют следующие ряды: I – кратоны, II – пограничные зоны между кратонами и подвижными областями, III – подвижные области, IV – активизированные области. В перечисленных структурных элементах бассейны седиментации занимают отрицательные формы: синеклизы и авлакогены на платформах, перикратонные и прочие опущенные зоны в переходных областях, рифты и различные прогибы в подвижных и активизированных областях.

Многие исследователи принимали за основу литологический состав ЧС. Р. В. Гецева и соавторы [1981], ориентируясь на этот признак, выделили четыре формационных типа: 1) *терригенно-глинисто-углеродистые* – сегендыкский горизонт майкопской свиты Мангышлака, битуминозные аргиллиты волжского яруса баженовской свиты Западно-Сибирской плиты, диктионемовые сланцы ордовика Прибалтики; из докембрийских образований – графитовые сланцы протерозоя свиты кейв Кольского полуострова, графитовые сланцы иенгрской серии Алдана, архейские графиты и графитовые сланцы Украинского щита; 2) *кремнисто-глинисто-углеродистые* – кремнистые сланцы формации Фосфория верхнепермского возраста; сланцы Чаттануга нижнего карбона (США); нижнекембрийские сланцы Сино-Корейского щита, нижнепротерозойские сланцы Алтае-Саянской области, протерозойские сланцы Дальнего Востока, графитовые сланцы среди кварцитов архея иенгрской серии Алдана; 3) *карбонатно-глинисто-углеродистые* – эоценовые горючие сланцы формации Грин-Ривер (США), верхнеюрские горючие сланцы Волжско-Печорского региона, отложения доманика Предуралья, ордовикские кукерситы; ятулийские шунгиты Карелии, протерозойские ЧС Финляндии (район Оутокумпу), протерозойские графитовые сланцы Тувы (нагорье Сангилен), архейские ЧС федоровской свиты иенгрской серии и сутамской свиты желтулинской серии Алдана; 4) *вулканогенно-кремнисто (карбонатно) -углеродистые* широко распространены в породах нижнего протерозоя Уральской складчатой системы, в Центральной Азии, на Дальнем Востоке и в других регионах; среди докембрийских – ятулийские шунгиты Карелии, ЧС серии Киватин (Канада), сланцы свиты Претория в Африке и др.

О. М. Розен и Св. А. Сидоренко [1973] среди ЧСФ выделили *терригенно-углеродистые, кремнисто-углеродистые, карбонатно-углеродистые и вулканогенно-кремнисто- или вулканогенно-карбонатно-углеродистые*. Подобная типизация принята Н. А. Созиновым и Св. А. Сидоренко [1980]. С терригенно-углеродистыми сланцами намечается связь месторождений меди, золота, марганца, фосфора; с кремнисто-углеродистыми – ванадия, вольфрама, урана, золота; с карбонатно-углеродистыми – полиметаллов, фосфоритов, шунгитов; с вулканогенно-углеродистыми – золота, урана, вольфрама, марганца и серного колчедана.

Терригенно-углеродистый тип представлен архейскими сланцами и кварцитами Каапваальского кратона (ЮВ Африка), района Исуа (ЮЗ Гренландия), терригенными и терригенно-вулканогенными формациями Канадского и Балтийского щитов. Позднеархейско-раннепротеро-

зойские формации представляют кианитовые сланцы свиты кейв Кольского полуострова, углеродистые алевролиты и алевропелиты тинской свиты протерозоя района КМА, графитовые сланцы и кварциты иенгрской серии Алдана и др.

Формации *кремнисто-углеродистого типа* проявлены в раннем протерозое в Алтае-Саянской области, в протерозое на Дальнем Востоке. Они тесно связаны с железистыми кварцитами таконитового типа (таконит — железистый микрокварцит) в штатах Мичиган, Висконсин, Миннесота (США), в провинции Онтарио (Канада). Формации данного типа известны также в палеозойских породах Казахстана, Узбекистана, Киргизии, Дальнего Востока, Алтае-Саянской области. Характерной особенностью ранне-позднепротерозойских и палеозойских кремнисто-углеродистых формаций является переход по латерали в фосфоритовые, что не характерно для подобных формаций в раннем докембрии [Сидоренко и др., 1981].

Карбонатно-углеродистый тип представляют формации доманиковая Урала, кукерситовая Прибалтийского бассейна, федоровская свита иенгрской серии Алданского щита, протерозой КМА, шунгиты Карелии.

Вулканогенно-кремнисто- или *вулканогенно-карбонатно-углеродистый тип* — чередование углеродистых, кремнистых (или карбонатных) сланцев, яшм, известняков, доломитов, иногда даже грубокластических пород с продуктами подводного вулканизма. К этому типу относятся шунгиты (I—III пачки) Карелии, сланцы серии Киватин в Канаде, раннепротерозойские сланцы Русс Канады, сланцы свиты Претория в Африке, позднеархейские графиты Приазовского массива и Карелии.

Н. М. Страхов [1962] при типизации горючесланцевых формаций использовал фациальный подход. Им выделены четыре фациальных типа накопления ОВ.

Первый тип представляют горючие сланцы, возникшие в приустьевой зоне рек. Иногда из-за вспышек расцвета планктона здесь образуются осадки, обогащенные, порой существенно, ОВ. Примером служат киммериджские горючие сланцы Северного Кавказа. В общем балансе горючесланцевых отложений этот фациальный тип имеет небольшое значение.

Второй тип представляет ОВ, концентрирующееся в море на большом удалении от побережья среди тонкозернистых глинистых или карбонатных осадков. Источником органики является «планктонная пленка», периодически достигающая огромной биомассы и продуктивности. *Этот планктоногенный пелагический тип морских горючих сланцев и битуминозных отложений вообще является наиболее распространенным и обычным фациально-генетическим их типом* (курсив Н. М. Страхова). К нему относятся доманиковые отложения Русской платформы, хадумские и среднесарматские сланцы Кавказа, диктионемовые сланцы Прибалтийского бассейна и многие другие горючесланцевые проявления.

Третий фациально-генетический тип образуют накопления органики на шельфе (верхняя сублитораль), несколько удаленные от берега и обязанные жизнедеятельности не фитопланктона, а фитобентоса. *Это отложения подводных водорослевых лугов или подводных зарослей морских трав*. Типичным их представителем являются нижневолжские сланцы Русской платформы.

Четвертый тип представлен весьма своеобразными накоплениями органики, миниатюрными по размерам, связанными с локальными депрессиями среди рифогенных отложений, например, абдулинские горючие

сланцы в нижнепермских отложениях Уфимского плато. Практическое значение этих ГС, как и сланцев первого типа, невелико.

Я. Э. Юдович [2000] при классификации бассейнов, содержащих ЧСФ, различает четыре их типа: внутриконтинентальные; эпиконтинентальные; шельфовые и окраинные; открытого моря и океана.

Литофациальный и геоструктурный признаки были использованы при типизации формаций горючих сланцев территории СССР [Клер, Ненахова, 1981]. Выделено шесть их типов:

– *карбонатно-терригенные*, шельфовых и эпиконтинентальных морей на участках, удаленных от источников поступления обломочного материала (сланцы кембрийского Оленёкского бассейна; кукурситы, диктионемовые сланцы, нижнефранские доманикиты и верхнеюрские сланцы Восточно-Европейской платформы);

– *терригенно-карбонатные*, локальных впадин с некомпенсированным осадконакоплением на платформах, выполненных морскими и лагунными отложениями (палеогеновые сланцы Болтышского месторождения на Украине);

– *угленосные*, в основном платформенные, пресноводно-озёрные, реже лагунные (мезозойские сланцы Забайкалья);

– *глинистые*, подвижных областей (менилитовые сланцы Карпат);

– *вулканогенно-осадочные* континентальные (девонские сланцы Дмитриевского месторождения в Кузбассе, палеоген-неогеновые сланцы Закарпатья);

– *соленосные*, подвижных областей (миоценовые сланцы Котайкского месторождения в Армении).

Классификация ЧС, позволяющая оперировать «мерой и числом» на основе данных химического анализа пород, предложена Я. Э. Юдовичем и М. П. Кетрис [1988]. Одним из элементов оценки является гидролизатный модуль (ГМ):

$$GM = \frac{TiO_2 + Al_2O_3 + FeO + (MnO)}{SiO_2}.$$

ГМ авторы считают универсальным для классификации большинства терригенных и кремнистых пород, за исключением сильножелезистых граувакк и пород, подобных пикритовым туфам. На основе ГМ выделяются три типа пород: силиты ($GM < 0,30$), сиаллиты и сиферлиты ($GM = 0,30-0,55$) и гидролизаты ($GM > 0,55$), подразделяющиеся на классы. На примере ЧС различных регионов показано, как при наличии химических анализов черносланцевых пород можно делать выводы о фациальных обстановках их отложения [Юдович, Кетрис, 1988].

Одним из вариантов градации ЧСФ может быть типизация по уровню постседиментационного преобразования (трансформации) ЧС. В настоящее время детально изучены взаимосвязи между стадиями катагенеза ОВ и их способностью генерировать нефть и газ. Существенно, что более глубокие уровни постседиментационного преобразования осадочных пород с рассеянной рудной минерализацией (региональный метаморфизм определенных фаций) приводят к формированию стратиформных месторождений ряда металлов [Смыслов, Титов, 1967; Карпунин, 1972, 1974; Буряк, 1982; и др.]. На приводимой в работе карте черносланцевых формаций (прил. 4.1) отображена степень постседиментационного преобразования ОВ ЧСФ (при наличии достаточной информации): прото-, мезо- и апо-

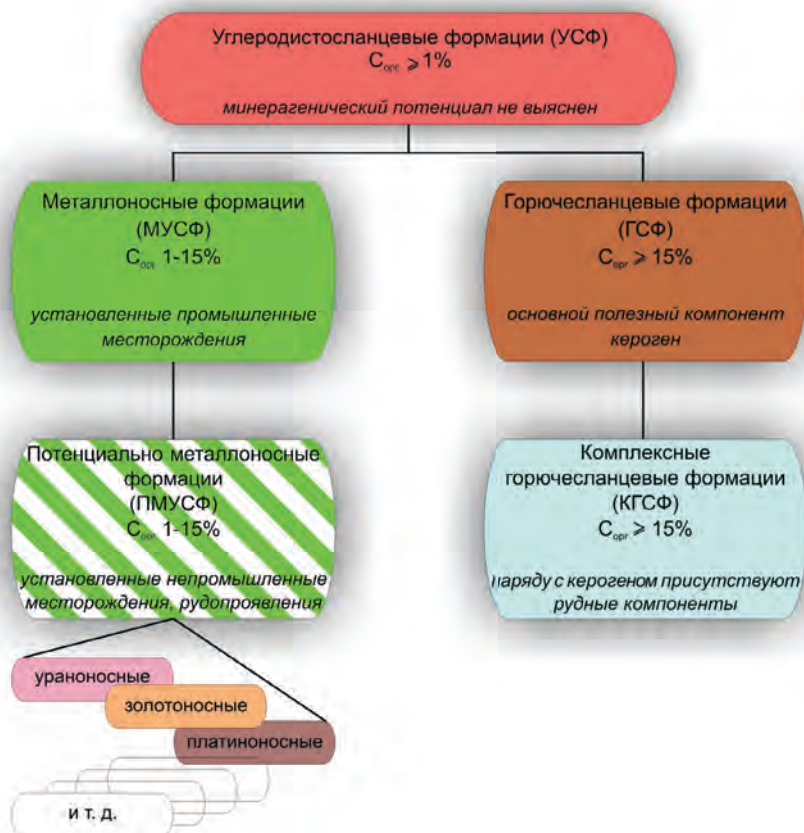


Рис. 4.1. Классификация черносланцевых формаций

катагенез, а также региональный метаморфизм двух степеней — до зеленосланцевой фации включительно, остальное — более высокие градации.

Исходя из того, что конечной целью исследования ЧСФ являются выяснение и оценка их минерагенического потенциала, авторы монографии разработали вариант классификации, учитывающий минерагенические показатели (рис. 4.1). Это позволило при анализе многочисленных опубликованных и фондовых источников, разнообразных и неравнозначных по содержанию материалов и собственных данных трансформировать всю информацию на карте в соответствии с предложенной типизацией в виде характеристик черносланцевых бассейнов (зон), районов и площадей. Все ЧСФ подразделены на две группы (прил. 4.1): «горючие» (в традиционном понимании), где на первом месте выступает горючая составляющая — кероген; металлоносные, где практический интерес представляет тот или иной негорючий минеральный полезный компонент — золото, платиноиды, уран, полиметаллы и др. Для первых сохранено устоявшееся название «горючие сланцы» (ГС), «горючесланцевые формации» (ГСФ). Например, Волжский, Центральный, Тимано-Печорский и другие бассейны с горючими сланцами на Восточно-Европейской платформе. Учитывая, что ГС (ГСФ) имеют минеральную составляющую в ряде случаев с собственным прикладным значением (например, попутное извлечение урана, ванадия, молибдена и других

полезных компонентов из кембрийско-силурийских черных сланцев Швеции), среди них выделяется подгруппа «комплексных горючих сланцев» или «комплексных горючесланцевых формаций» (КГСФ).

Для представителей второй группы использовано название «металлоносные углеродистые сланцы» и «металлоносные углеродистосланцевые формации» (МУСФ) в случаях, когда с ними связаны промышленные месторождения тех или иных полезных ископаемых (ЧСФ с месторождениями золота Сухой Лог, Олимпиадинское; с месторождениями урана и ванадия — Верхняя Падма, Космозерское и т. п.). Название «потенциально металлоносные углеродистые сланцы» — «потенциально металлоносные углеродистосланцевые формации» (пМУСФ) используется, когда с ними связаны непромышленные месторождения или рудопроявления и проявления минерализации (для урана — группа радиоактивных аномалий). Преобладающий полезный компонент выносится в название МУСФ (пМУСФ) — «ураноносные», «золотоносные» и т. п.

Для ЧС (ЧСФ) с не раскрытым пока минерагеническим потенциалом предложено название «углеродистосланцевые (углеродистые, углеродсодержащие) формации» (УСФ); оговаривается лишь сам факт присутствия в геологическом разрезе горизонтов черных сланцев, оставляя за скобками их минерагеническое содержание.

Вынесенные на карту минерагенические типы ЧСФ не являются раз и навсегда устоявшимися. По мере дальнейшего углубленного исследования ЧСФ или изменения технологии переработки ЧС название их (минерагенический статус) со временем может меняться. Например, любая выделенная на карте ГСФ в случае практической отдачи какого-либо из полезных компонентов минеральной составляющей ЧС может быть переведена в разряд КГСФ. Многие пМУСФ со временем, по мере выявления в них промышленных месторождений, могут быть переведены в разряд МУСФ.

4.1.3. Легенда к Карте черносланцевых формаций

При составлении легенды к Карте ЧСФ территории России учитывались основные характеристики ЧСФ, которые представлены как отдельные блоки легенды: стратиграфический уровень проявления, литологический состав, масштаб площадного распространения, степень постседиментационных изменений, минерагеническая специализация (прил. 4.1).

Возраст и вещественные типы ЧСФ. На карте приведены ЧСФ сорока трех стратиграфических интервалов — от архея до миоцена. Возраст формаций показан цветом, отвечающим принятому для подразделений общей стратиграфической шкалы.

В литологическом отношении ЧСФ представляют собой комплексные глинисто-терригенно-карбонатно-кремнистые тела, достаточно часто с примесью вулканогенного материала, который существенно влияет на минерагеническую и геохимическую специализацию ЧСФ. С учетом состава минеральной части на карте выделяются четыре вещественных типа ЧСФ: углеродисто-глинистый, углеродисто-терригенный, углеродисто-кремнистый, углеродисто-карбонатный.

Границы распространения ЧСФ в зависимости от масштаба. Показаны три категории (ранга) ареалов распространения ЧСФ (по мере уменьше-

ния их величины): бассейны (на платформах) и зоны (щиты и складчато-надвиговые области), районы, площади. Отражена также относительная достоверность границ (степень изученности). Особым знаком показаны ЧСФ локального распространения. Границы формаций, перекрытых более молодыми ЧСФ, даны пунктиром.

Характеристики ЧСФ. Представлены на карте табличками (формулами), содержащими унифицированные наборы сведений: номер площади распространения на карте, возраст, литологический и минерагенический типы, количество ОВ, профилирующий полезный компонент, геохимическая специализация, степень постседиментационного преобразования, перспективность. Для горючесланцевых формаций дополнительно указана сфера возможного применения – энергетическая или технологическая.

По минерагеническим показателям выделены следующие типы:

УСФ – углеродисто-сланцевая – с невыясненной на сегодня минерагенией;

МУСФ – металлоносная углеродисто-сланцевая, с установленными промышленными объектами тех или иных видов минерального сырья;

пМУСФ – потенциально металлоносная углеродисто-сланцевая, с установленными непромышленными месторождениями, рудопроявлениями, точками минерализации (для урана – радиоактивными аномалиями при отсутствии выявленных промышленных месторождений);

ГСФ – горючесланцевая, с установленным практической значимостью горючей компоненты в энергетическом или технологическом аспектах;

КГСФ – комплексная горючесланцевая, интересная в практическом отношении как органической составляющей (кероген, сланцевая смола), так и металлоносностью (ванадий, молибден, рений, уран, фосфор и др.).

Каждому минерагеническому типу формации на карте отвечает свой цвет контура таблички-формулы.

По перспективности ЧСФ выделяются категории:

ВВ (весьма высокая) – в связи с ЧСФ установлены промышленные объекты; В (высокая) – с формацией связаны непромышленные объекты, многочисленные рудопроявления и проявления минерализации, нуждающиеся в дальнейшем изучении и оценке;

У (умеренная) – промышленные и непромышленные объекты в связи с ЧСФ неизвестны, однако по набору поисковых критериев и признаков формация может в перспективе представлять практический интерес;

Н (низкая) – отсутствуют какие-либо предпосылки использования как органической, так и минеральной составляющей ЧСФ.

Полезные ископаемые, связанные с черносланцевыми формациями. Показаны месторождения углеводородов, графита, шунгита, горючих сланцев, а также ряда рудных полезных ископаемых (урана, золота, МПП, полиметаллов и др.). На карту вынесены лишь крупные объекты.

Литолого-стратиграфические колонки ЧСФ. На колонках показаны положение ЧСФ среди вмещающих их отложений, возраст, литологическая характеристика, мощности, связанные с формацией полезные ископаемые и минерагеническая специализация.

Номера черносланцевых формаций заключены в кружки, цвет которых отвечает минерагеническому типу формации.

Структурно-тектонические элементы. Для упрощения загрузки карты предусмотрены лишь некоторые структурно-тектонические элементы

первого и второго порядка и их наименования. Отдельными знаками показаны крупные надвиговые зоны и вулканические пояса. В качестве основы использовано районирование, принятое в работе [Национальный ... , 2007].

4.2. ОБЗОР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ В ОСНОВНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Ниже рассматривается распространение ЧСФ, показанных на карте (прил. 4.1) в пределах основных мегаструктур: платформ, щитов и складчато-надвиговых поясов (рис. 4.2–4.6). На платформах они занимают огромные площади и характеризуются специфической минерогенической специализацией. В складчатых поясах и на щитах формации сохраняются в виде фрагментов некогда существовавших крупных ЧСФ и отличаются разнообразными рудопроявлениями.

ЧСФ распределены практически по всем подразделениям стратиграфической шкалы. Половина вынесенных на карту формаций приходится на докембрий, другая половина на фанерозой. Среди эпох черносланцевой седиментации основными по общему количеству формаций являются рифей и юра; наименьшее количество ЧСФ установлено в раннем архее и девоне – карбоне.

4.2.1. Платформы

Восточно-Европейская (Русская) платформа. ЧСФ распространены в бассейнах фанерозойского возраста. Абсолютно преобладают горючесланцевые формации, представляющие интерес в основном как источник энергетического и технологического сырья. На карте показаны: Прибалтийский бассейн **1** (здесь и дальше цифра отвечает номеру ЧСФ на карте) с комплексной горючесланцевой формацией, включающей верхнеордовикские глинисто-карбонатного состава кукурситы и нижнеордовикские глинисто-кремнисто-терригенного состава диктионемовые сланцы; Волго-Уральский позднедевонский бассейн **9** с кремнисто-карбонатно-глинистыми доманиковыми отложениями; серия позднеюрских бассейнов с горючесланцевыми кремнисто-терригенно-глинистыми и глинистыми формациями – Волжский **3**, Центральный **4**, Вычегодский **5**, Тимано-Печорский **6**, Пешский **7**. Представлен также сланценосный Баренцевоморский бассейн **8** с площадью **8а** Земля Франца-Иосифа.

В Прибалтийском бассейне практически значимы разрабатываемые с 1916 г. кукурситы и еще не освоенные промышленностью диктионемовые сланцы. Бассейн простирается на 500 км от берега Балтийского моря на западе до р. Волхов на востоке при ширине более 100 км (рис. 4.6, 4.7). В западной его части расположены Эстонское и Тапаское месторождения кукурситов и диктионемовых сланцев, в восточной – Ленинградское (бывш. Гдовское), Веймарнское и Чудово-Бабинское месторождения. В российской части бассейна интенсивно разрабатываются Ленинградское

Стратиграфическая шкала	Фазы диастрофизма	Восточно-Европейская (Русская) платформа	Восточно-Сибирская платформа	Западно-Сибирская платформа	Скифская плита	Номер ЧСФ на карте	Стратиграфическая шкала
Q	19						Q
N	18						N
P	17						P
P	16						P
K	15						K
K	14						K
J	13						J
J	3						J
I	12						I
T	11						T
T	10						T
P	2						P
P	10						P
C	8						C
C	7						C
C	6						C
D	5						D
D	4						D
S	3						S
S	1						S
O	3						O
O	2						O
O	1						O
E	3						E
E	2						E
E	1						E

Рис. 4.2. Уровни накопления ЧСФ в осадочных комплексах древних и молодых платформ

ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ

Фазы диастро-диазма	Аккреция	Зона	Система	Отдел	Высшее стратиграфическое подразделение	Лито-минералогический тип	Номер ЧСФ на карте
8	PR	Фанерозой	Мезозой Mz				
7	PR	Верхний протерозой	Палеозой Pz	Є ₁	Дальневосточная свита (Є ₁)	U	33
6	PR	Рифей R ₁	Верхний протерозой PR	V ₂			
5	PR	Рифей R ₂	Верхний протерозой PR	V ₁			
4	PR	Рифей R ₃	Верхний протерозой PR				
	PR	Нижний протерозой (Казань) PR ₁ (K ₁)	PR ₂ (K ₂)				
3	AR	Верхний архей (Loun) AR ₁ (L ₁)	PR ₁ (K ₁)		Волжская свита (PR ₁)	U	33
2	AR	Верхний архей (Loun) AR ₂ (L ₂)	AR ₁ ¹ (L ₁)				
1	AR	Верхний архей (Loun) AR ₃ (L ₃)	AR ₂ ¹ (L ₂)				

АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Фазы диастро-диазма	Аккреция	Зона	Система	Отдел	Высшее стратиграфическое подразделение	Лито-минералогический тип	Номер ЧСФ на карте
8	PR	Фанерозой	Мезозой Mz				
7	PR	Верхний протерозой	Палеозой Pz	Є ₁			
6	PR	Рифей R ₁	Верхний протерозой PR	V ₂			
5	PR	Рифей R ₂	Верхний протерозой PR	V ₁			
4	PR	Рифей R ₃	Верхний протерозой PR				
	PR	Нижний протерозой (Казань) PR ₁ (K ₁)	PR ₂ (K ₂)				
3	AR	Верхний архей (Loun) AR ₁ (L ₁)	PR ₁ (K ₁)		Ханловская и др. свиты (PR ₁)	U, Au	30*
2	AR	Верхний архей (Loun) AR ₂ (L ₂)	AR ₁ ¹ (L ₁)				
1	AR	Верхний архей (Loun) AR ₃ (L ₃)	AR ₂ ¹ (L ₂)				

АНАБАРСКИЙ ШИТ

Высшее стратиграфическое подразделение	Лито-минералогический тип	Номер ЧСФ на карте
		29*
	Халыльская, верхислаборная серия (АК)	
		29*
	Дальневосточная серия (АК)	

ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

Высшее стратиграфическое подразделение	Лито-минералогический тип	Номер ЧСФ на карте
T ₁₃		31

ЧУКОТСКИЙ МАССИВ

Фазы диастро-физма	Акротема	Зонотема	Система		Отдел	Лито-минералогический тип	Номер ЧСФ на карте
			Система	Система			
8	П р о т р о з о и т П R	Двуэврей	Мест. св. Мz	С ₁			34
7			Палео-эоценой Рr	Венди-эоценой V ₁			
6			Верхний протерозойский Рr	Венди-эоценой V ₂			
5			Р ₃	Венди-эоценой V ₃			
4		Р ₂					
		Р ₁					
		Рr ² (K)				Рr (C)	
3		Рr ¹ (K)					
		AR ¹					
2	А R x e и A R	Верхний архей (L)					
		AR ² (L)					
		AR ¹ (L)					
1		AR (S)					

Характеристика ЧСФ



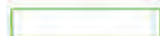
a – литологический тип формации
 b – масштаб и тип оруденения

Цвет рамки – минерагенический тип формации

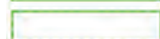
Минерагенические типы ЧСФ



Углеродисто-сланцевая формация (УСФ)



Металлоносная углеродисто-сланцевая формация (МУСФ)



Потенциально металлоносная углеродисто-сланцевая формация (пМУСФ)



Горючесланцевая формация (ГСФ)



Комплексная горючесланцевая формация (КГСФ)

Литологические типы ЧСФ

- ~ глинистый
- терригенный
- ⊥ карбонатный
- || кремнистый
- ∨ с проявлениями вулканизма
- углеродистый (>5% $C_{орг}$)
- углеродсодержащий (1,0–5% $C_{орг}$)

Формации смешанного состава даны сочетанием значков

Фазы диастрофизма

▶ в фанерозое

1 – позднебайкальская, 2 – салаирская, 3 – раннекаледонская, 4 – позднекаледонская, 5 – аккадская, 6 – бретонская, 7 – судетская, 8 – астурийская, 9 – уральская, 10 – заальская, 11 – пфальцская, 12 – раннекиммерийская, 13 – позднекиммерийская, 14 – австрийская, 15 – ларамийская, 16 – пиренейская, 17 – савская и дунайская, 18 – аттическая, 19 – кавказская;

■ в докембрии

1 – белоозерская, 2 – кольская (трансваальская), 3 – беломорская (кеноранская, родезийская), 4 – Выборгская (гудзонская), 5 – кибарская (готская, эльсонская), 6 – гренвилльская, 7 – катангская, 8 – байкальская

Масштаб и тип оруденения

- ◻ ◻ ◻ ◻ ◻ Δ месторождения
- ◻ ◻ Δ рудопроявления, проявления минерализации
- ↑↑ индекс полезного ископаемого без знака – минерализация, радиоактивные аномалии

Тип оруденения – индекс полезного ископаемого отвечает блоку V легенды к Карте черносланцевых формаций России.

Рис. 4.5. Легенда к схемам уровней развития ЧСФ основных геотектонических структур территории России

месторождение, на котором по сближенным пластам кукурситов мощностью 1,8–2 м запасы по категориям А + В + С₁ оцениваются в 1,34 млрд т.

Для кукурситовых сланцев характерна следующая геохимическая специализация (в кларках концентрации): 1000 Re, 160 Sc, 14 Ag, 11 Mo, 5 Hg, 4 Pb, 4 В, 3 Zn, 2 Sn [Смыслов и др., 1996].

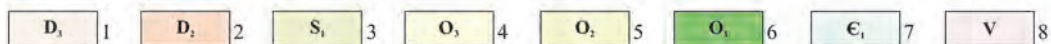
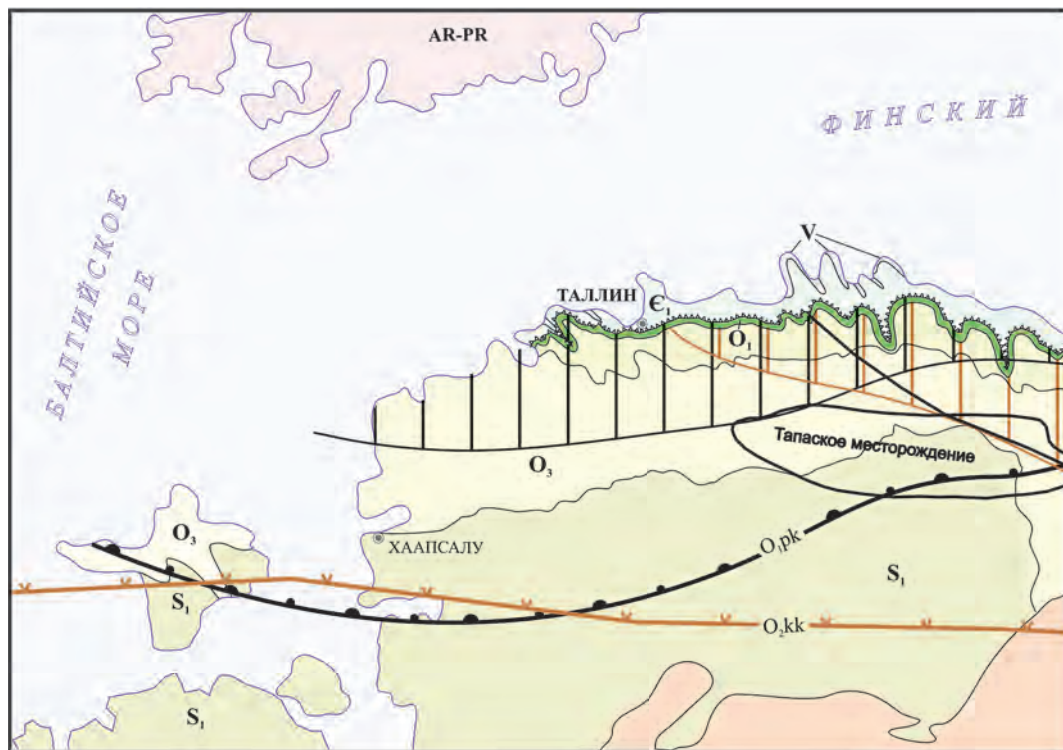
Если кукурситы используются как топливно- и химико-технологическое сырье, то диктионемовые сланцы привлекают внимание своим потенциалом на уран и ряд его спутников, в особенности рений [Михайлов и др., 2006]. По литологическому составу пласт сланцев разделяется на две пачки, из которых верхняя (0,5–4,0 м) – это собственно диктионемовые сланцы с содержанием ОВ (керогена) 4–20%. Сланцы ураноносны на всей площади и выделены как Прибалтийский урановорудный район (А. А. Пуговкин и др., 2007). Полоса их распространения между Финским заливом и Ладожским озером имеет протяженность более 300 км при ширине 15–20 км.

В районе открыты пять месторождений урана со средним содержанием 0,02–0,035% (Котловское, Раноловское, Кайболовское, Куммоловское и Красносельское) и ряд рудопроявлений (рис. 4.7). Более 90% урана сосредоточено в органическом веществе, в фосфатных оолитах и алюмосиликатном веществе, что требует сложной схемы его обогащения. Запасы урана отдельных месторождений составляют первые тысячи и десятки тысяч тонн (в Красносельском 13 тыс. т). Ресурсы же его в целом составляют (кат. Р₃) первые сотни тысяч тонн [Михайлов и др., 2006]. Наряду с ураном, в диктионемовых сланцах отмечено наличие (г/т): Pd до 1,1; Pt до 0,065; Au до 0,43; Mo до 1500; Pb до 1000; V до 5000; Ag до 300. Представляют они интерес и в отношении рения [Енгальчев, 2012].

В остальных бассейнах ГСФ (3–7, 9) на Русской платформе выявлен целый ряд промышленных месторождений горючих сланцев, многие из них находятся в эксплуатации [Месторождения горючих ... , 1988].

В западной части Русской платформы интерес представляет Калининградский сланценосный район 2 распространения потенциально металлоносной на платиноиды и цветные металлы углеродсодержащей глинисто-терригенной формации (Н. Н. Соболев и др., 2005), приуроченной к северо-восточной части цехштейнового осадочного бассейна Европы. Рудовмещающей является саснавская свита верхней перми, в которой продуктивный пласт сланцев мощностью 5 м специализирован на Cu, Pb, Mo, V, Se, Re, МПГ. На территории Польши в цехштейновом бассейне обнаружены высокие концентрации платиноидов и золота.

Сибирская платформа. На Сибирской платформе в рифейских и палеозойских толщах насчитывается более десятка регионально и субрегионально развитых горизонтов, обогащенных органическим веществом: в рифее – усть-ильинская, буровая свиты; в верхнем кембрии – суханская, чопкинская; в нижнем силуре – чамбинская; в девоне – каларгонская, юктинская свиты, а также в некоторых других подразделениях чехла. Среди них особое место занимают нижне-среднекембрийские (ботомский– амгинский ярусы) углеродистые формации (прил. 4.1), с которыми парагенетически связаны и разнообразные органогенные постройки (прил. 2.1). Черносланцевые толщи широко развиты в восточной, отчасти северо-западной и западной частях платформы. Они выделены в т. н. куонамскую битуминозную карбонатно-сланцевую формацию [Бахтуров и др., 1988], которая объединяет одноименную, а также иниканскую и шумнинскую



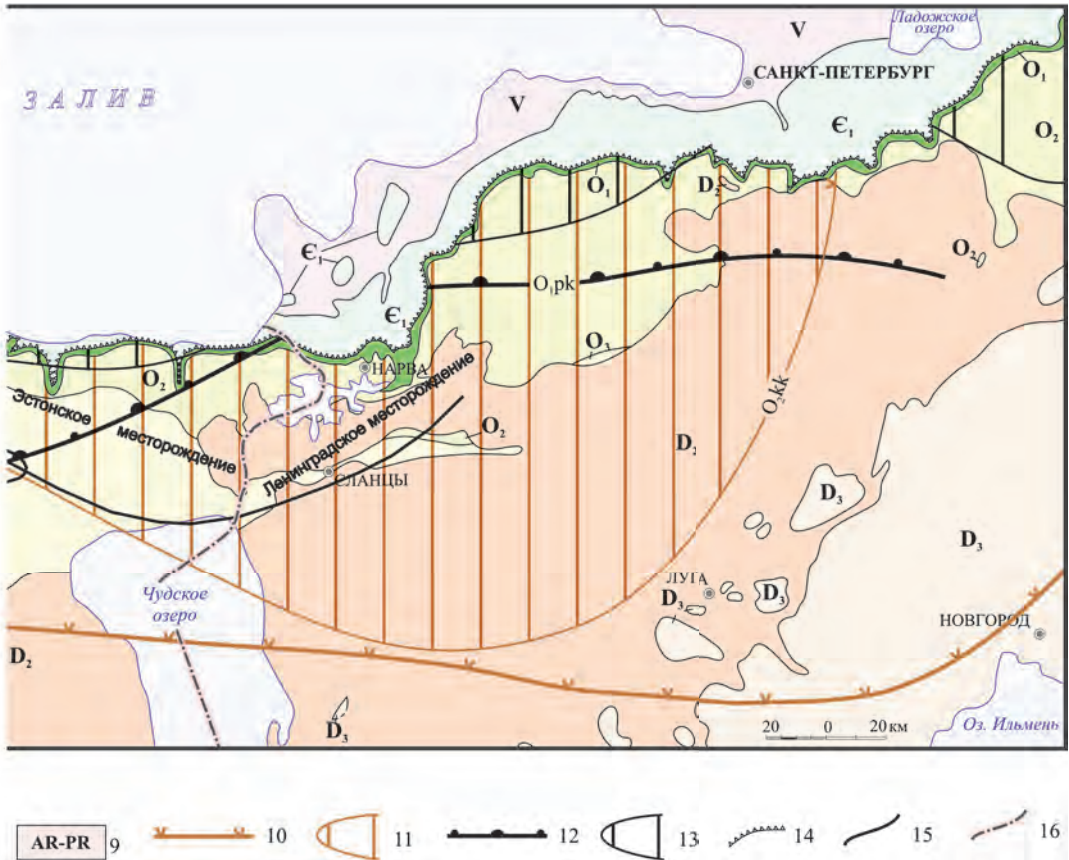


Рис. 4.6. Схема распространения кукерситов (O_2kk) и диатиномовых сланцев (O_1pk) на территории Прибалтийского бассейна.

Сост. по материалам Г. А. Беленицкой с использованием опубликованных данных и интернет-ресурсов (<http://portal.onegeology.org/>)

1–8 – распространение осадочных комплексов $V-S_1$; 9 – архей-протерозойские вулканогенно-метаморфические образования; 10, 11 – распространение горячих сланцев (кукерситов), O_2kk : 10 – южная граница распространения, 11 – область промышленных концентраций; 12, 13 – распространение диатиномовых сланцев, O_1pk : 12 – южная граница распространения, 13 – область повышенных мощностей (в контуре изопакиты 5 м); 14 – Балтийско-Ладожский глинт (эрозионная граница современного распространения кукерситов и диатиномовых сланцев и основная полоса их обнажений); 15 – промышленные границы месторождений; 16 – государственная граница (Россия – Эстония)



Рис. 4.7. Геологическая карта диатиномовых сланцев с положением урановых месторождений. Сост. с использованием [Уран ... , 2000]

1–7 – распространение осадочных комплексов $V-S_1$; 8 – месторождения урана; 9 – государственная граница (Россия – Эстония)

свиты. Самые большие площади формация занимает в восточной части платформы (более 500 тыс. км²), где тянется широкой полосой от Анабарского щита на севере до Алданского на юге. Здесь выходы формации на дневную поверхность известны в северной части Юдомо-Оленекского бассейна **18** и Синско-Майском районе **18в** [Месторождения ... , 1988] (Госгеолкарта ... , лист L-(37), 38 ... , 2000); на остальной территории они закрыты чехлом более молодых отложений, где на отдельных участках вскрыты бурением.

Юдомо-Оленекский бассейн площадью более 700 тыс. км² расположен в бассейнах рек Мал. Куонамка, Оленек на западе, Молодо и Муна на востоке, Вилюй и Алдан на юге. Его границами на севере и западе являются барьерно-рифовые системы нижнего–среднего кембрия. Сланцевые горизонты приурочены к куонамской свите, представленной карбонатными, глинистыми и кремнистыми породами и переходными между ними разностями [Бахтуров и др., 1988]. Мощность свиты на западе региона составляет 30–40, на северо-востоке 40–55, на юге 25–35 м. Накопление отложений происходило в умеренноглубоководном (сотни метров) море, занимавшем промежуточное положение между солеродным бассейном Сибирской платформы и глубоководным Верхоянским морем. Возможно, что такое фациальное положение и обеспечивало его высокую органическую продуктивность [Юдович, Кетрис, 1988].

Горючесланцевые горизонты неравномерно распределены как в разрезе, так и по площади. Выделяются две сланцевые площади – **18а** Куотско-Куонамская в западной части и **18б** Молодо-Уджинская в восточной (Карта топливно-энергетических ресурсов Российской Федерации, 2004), в разрезах которых содержится несколько десятков сланцевых пластов. Однако промышленное значение имеют один-три пласта суммарной мощностью от 1,5–4 до 11 м. Наиболее выдержан нижний маркирующий горизонт – боролуолахский (1,2 до 4,1 м). Глубина залегания пород ЧСФ изменяется от выхода на поверхность до 600 м. На территории Юдомо-Оленекского сланцевого бассейна ряд участков переведен в разряд месторождений на реках Оленек, Росторгуй, Молодо, Киоскюрджан, Муна.

Средневзвешенное содержание $C_{\text{орг}}$ по основным типам пород куонамской свиты составляет 2–6, чаще 3–4%, но в сланцах может достигать 30% и более. Прогнозные ресурсы ЧС Юдомо-Оленекского бассейна **18** оцениваются в 849 млрд т, из них кондиционные 254 млрд т (Карта топливно-энергетических ресурсов Российской Федерации, 2004). Качество сланцевого сырья изучено крайне слабо. В формации отмечаются аномальные содержания ряда элементов (в кларках концентраций): 1000 Se, 631 Mo, 115 Cd, 33 Bi, 26 Sb, 24 Ni, 18 As, 18 V, 10 Ag, 8 Zn, 7 La, 6 Ce, 5 Sr, 5 Pb, 4 B, 4 Sn, 3 Cu, 3 Au, 2 Cr [Смыслов и др., 1996]. По данным [Юдович, Кетрис, 1988], ванадий и молибден содержатся в количествах, близких к бортовым для промышленных месторождений редких металлов, что в перспективе позволит ЧСФ Юдомо-Оленекского бассейна перевести из разряда углеродистосланцевой (УСФ) в комплексную горючесланцевую (КГСФ). В связи с молибденом в ЧС весьма вероятны скопления рения.

Породы куонамской свиты вдоль восточного обрамления Анабарского щита отличаются повышенным радиометрическим фоном в аэрогеофизических полях, прослеживаясь непрерывной полосой на многие десятки километров (данные Ю. Б. Миронова и др., 2005). В основании свиты залегает пачка горючих сланцев с наибольшими содержаниями урана

(0,003–0,006%) и повышенными показателями по палладию, которую мы отождествляем с боролуолахским горизонтом. Помимо проявлений урановой минерализации, для пород куонамской свиты характерны высокие концентрации ванадия, молибдена, меди и никеля. В пробах из сланцев боролуолахского горизонта (р. Мал. Куонамка) концентрации некоторых металлов составляют (в г/т): V 2100–6400; Mo 100–490; Ag 0,3–2,0 (данные В. Б. Арчегова, В. Н. Зинченко). По своим характеристикам куонамская свита является потенциально металлоносной углеродистой сланцевой формацией и может представлять интерес для промышленности.

Синско-Майский район **18в** площадью 62 тыс. км² расположен на территории Усть-Майского улуса Якутии [Месторождения горючих ... , 1988], где пласты горючих сланцев приурочены к иниканской свите мощностью 25–70 м. Границей бассейна на западе являются одновозрастные рифогенные карбонатные толщи мощностью до 500 м Переходной СФО, на юге – северо-восточный склон Алданской антеклизы, на востоке – складчатые структуры Сетте-Дабана.

Пласты горючих сланцев (1–5) толщиной от 0,3–0,5 до 1–2,5 м располагаются в подошве и средней части иниканской свиты. ГС имеют низкое качество и залегают на большей части площади бассейна на глубинах 500–700 м. Спектр малых элементов включает (А. А. Смыслов и др., 1995) молибден, ванадий, никель, серебро и в целом сопоставим с таковым в оленекских сланцах. Прогнозные ресурсы ГС оцениваются в 220 млрд т (Карта топливно-энергетических ресурсов Российской Федерации, 2004). Изученность ГСФ Синско-Майского бассейна крайне низкая.

Возможно, что геологические запасы ГС куонамской формации превышают суммарные запасы всех остальных бассейнов нашей страны [Клер, Ненахова, 1981].

В пределах Тунгусской синеклизы развита терригенно-карбонатно-глинистая формация **14** с граптолитовыми сланцами нижнего силура (лландовери). На карте также показан ее Маймеча-Котуйский участок **14а**. Здесь пласт ГС мощностью 0,8–1,5 м прослежен по простиранию на 12 км (А. Б. Гуревич, И. Б. Волкова, 2005). По химико-технологическим показателям эти сланцы идентичны кукерситам Прибалтийского бассейна и могут служить сырьем для получения жидкого топлива и химической переработки.

В мезозойских толщах Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов Сибирской платформы известны три пачки с повышенными содержаниями ОВ: T_{1o1} (чекановская свита), J_{1t1}, и J_{3v}–K_{1b} (буолкалахская свита). Регионально развитой здесь является нижнетюарская пачка мощностью обычно не более 8–10 м в составе джангодской и курунградской свит (Усть-Анабарский **16**, Келимаярский **17** районы), которая в Западной Сибири известна как китербютский горизонт. Эта пачка сложена морскими глинами и аргиллитами, нередко битуминозными, обогащенными (3–5, до 12%) смешанным гумусово-сапропелевым ОВ (В. П. Девятов, 1987). Развита она и в Вилюйской синеклизе (**19**) (В. А. Князев и др., 1991). С ней ассоциируют горизонты фосфоритовых желваков.

Западно-Сибирская платформа. Выделен одноименный черносланцевый бассейн **11** с углеродистой кремнисто-глинистой формацией в объеме баженовской (тутлемской) свиты J₃–K₁ (рис. 4.8). По данным бурения и геофизики, она прослеживается и на акваторию Карского моря. Рассматривается в качестве вероятного материнского источника углеводородов для

большинства месторождений нефти и газа Западной Сибири (Ю. Н. Занин и др., 1998); местами также сама является нефтеносной. ЧС баженовской свиты содержит значительное количество урана [Плуман, 1971].

Баженовская свита, мощность которой обычно 15–30 м, развита в Западной Сибири на огромной территории; по данным бурения, она тянется с ЮВ на СЗ 1200-километровой полосой шириной около 600 км. Увеличение мощности до 50–95 м отмечено на севере плиты, а сокращение до 5 м в пределах сводов (Сургутского и др.). Кровля свиты находится на глубинах 2100–3400 м.

Высокоуглеродистые сланцы, содержащие более 10% $C_{орг}$, занимают 10–15% общей площади баженовской свиты, при этом и минимальные содержания $C_{орг}$ как правило, не опускаются ниже 3%. И. С. Гольдберг с соавторами (1991) преобладающими в составе пород ЧС называют кремнисто-глинистое и глинисто-кремнистое вещество.

Источником ОВ были преимущественно радиоларии и планктонные водоросли; гумусовое ОВ имеет резко подчиненное значение. Расчеты показывают, что в породах свиты содержится 4680 млрд т $C_{орг}$ или около 7500 млрд т ОВ, что соизмеримо с геологическими запасами углей СССР [Юдович, Кетрис, 1988].

Баженовская свита образовалась в период максимальной морской трансгрессии. Глинистые илы, обогащенные ОВ, накапливались во внутренней относительно глубоководной области площадью около 1 млн км², занимавшей более 50% позднеюрского морского бассейна Западной Сибири.

Содержание урана в ЧС достигает 0,007%, также присутствуют Мо до 0,004, фосфор до 0,4, ванадий и цинк до 0,1%. И. С. Гольдберг и др. (1991) в качестве основных элементов ЧС называют Мо, Se, Zn, U, As, Sb, второстепенных – Au, Ag, V, Ni, Cu. А. А. Смыслов и др. (1995) и приводят такие данные по накоплению ряда элементов в ЧС (в кларках концентраций): 400 Ag, 110 Мо, 100 Se, 35 Sb, 28 As, 14 U, 10 Sn, 9 Au, 8 Zn, 6 V, 5 Ni, 4 В, 3 Sc. Ресурсы урана в свите оцениваются приблизительно в 1 млрд т [Плуман, 1971]. Однако большие глубины залегания продуктивных горизонтов делают практически невозможной в обозримой перспективе отработку полезных компонентов (урана и его спутников) из минеральной составляющей ЧС баженовской свиты.

Кроме баженовской свиты, в морских юрских отложениях севера Западной Сибири выделяются регионально развитые левинский (J_{1p1}), китербютский (J_{1t1}) и лайдинский (J_{1a1}) глинистые горизонты [Геология ... , 2000] с повышенными (1–5, иногда до 12%) содержаниями $C_{орг}$ (А. М. Казаков и др., 2000). Наиболее обогащена ОВ нижняя часть китербютской (тогурской) свиты (Надым-Енисейский бассейн 12), сложенная темноокрашенными битуминозными аргиллитами и глинами.

Скифско-Туранская платформа. Установлена продуктивная углеродисто-глинистая металлоносная формация, специализированная на уран, фосфор и редкие земли, месторождения которых образуют Ергенинский рудный район (рис. 4.9). Он входит в выделенный на карте черносланцевый Майкопский бассейн 10 верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста («отложения Восточного Паратетиса», по А. В. Коченову и А. С. Столярову [1996] – рис. 4.10).

Все рудные образования, связанные с майкопской ЧФ, группируются в семь рудных районов, часть которых выходит за пределы России.

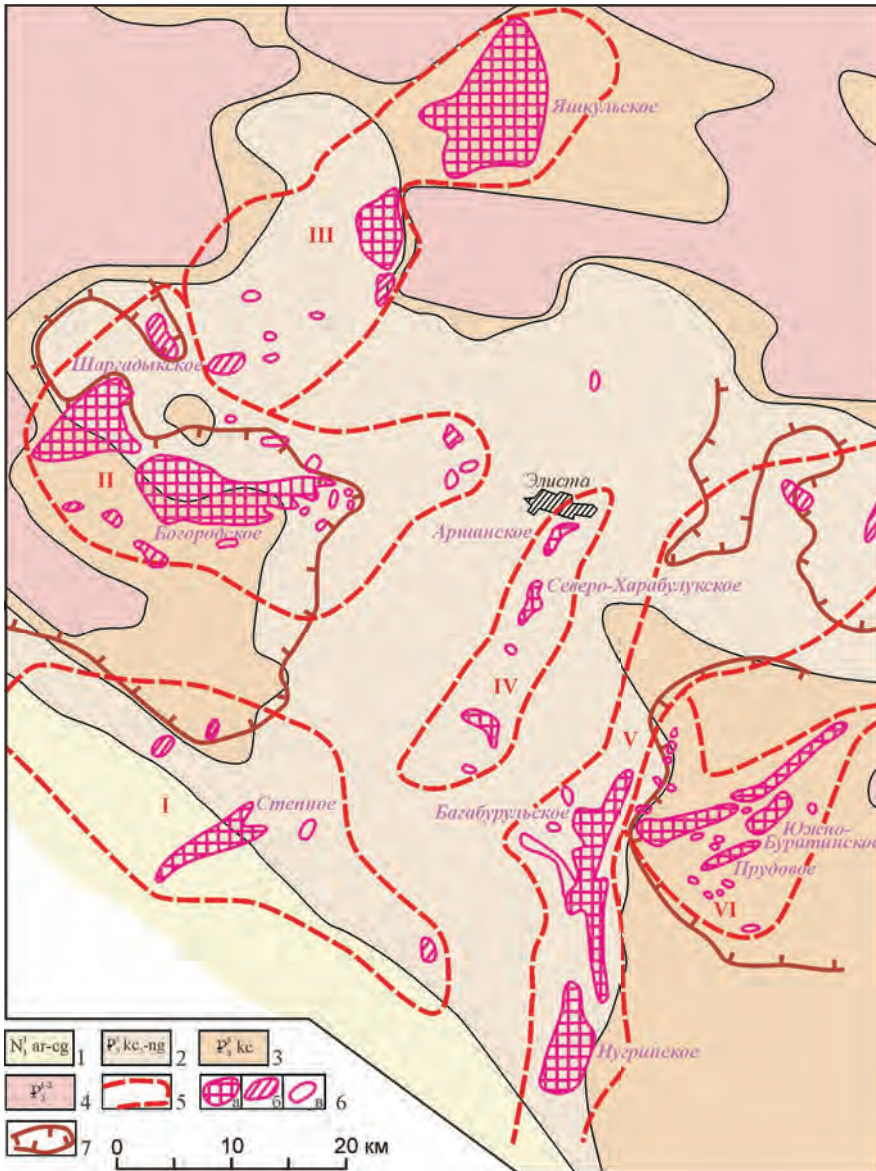


Рис. 4.9. Схематическая геологическая карта Ергенинского урановорудного района.
Сост. по материалам ОАО «Кольцовгеология»

1 – нижний миоцен, арадынская и цаганхакская свиты: глины зеленовато-серые; 2 – олигоцен верхний, калмыцкая и нугринская свиты: глины зеленовато-серые с присыпками алеврита; 3 – верхний олигоцен, калмыцкая свита: темные глины с ураноносным ихтиодетритом; 4 – нижний-средний олигоцен, цимлянская, солоновская и белоглинская свиты: глины, известковистые глины; 5 – рудные поля: I – Степновское, II – Шаргадыкское, III – Яшкульское, IV – Харабулукское, V – Центральное, VI – Багабурульское; 6 – положение уран-фосфорно-редкометалльных месторождений (а), рудопроявлений (б), проявлений минерализации урана (в); 7 – площади с глубиной залегания рудных залежей до 120 м

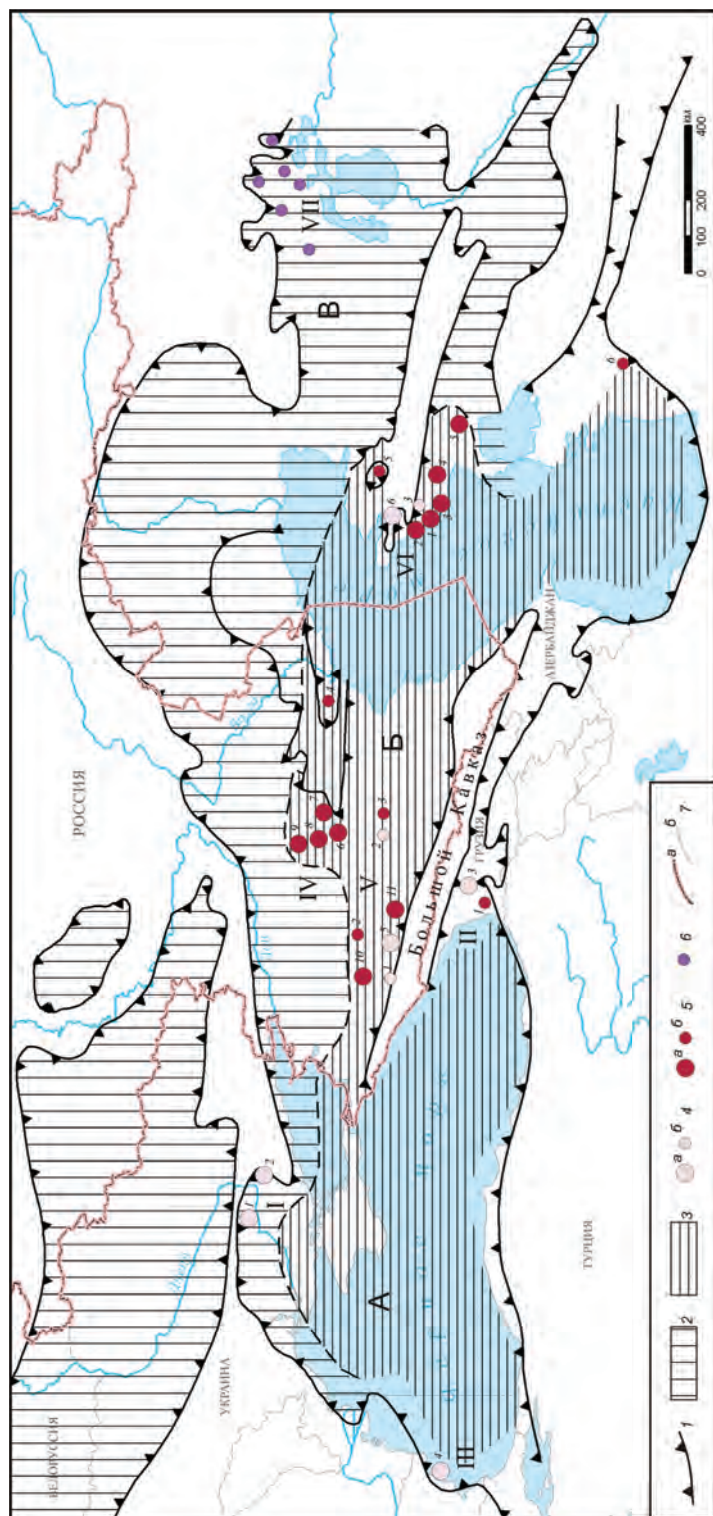


Рис. 4.10. Схема металлоносности олигоцен-нижнемиоценовых высокоуглеродистых отложений Восточного Паратетиса

(А. В. Коченов, С. С. Столяров, 2005)

1 – контуры современного распространения олигоцен-нижнемиоценовых отложений (штрихи в сторону отложений); 2, 3 – морские бассейны (2 – шельфового типа, 3 – котловинного типа); 4 – марганцевые образования (а – месторождения: 1 – Никопольское, 2 – Болышетокмакское, 3 – Чиатурское, 4 – Оброчиште, 5 – Лабинское, 6 – Мангышлакское; б – повышенные концентрации: 1 – Северокавказское, 2 – Предкавказское, 3 – Карагинское); 5 – сульфидно-ураново-редкометалльные образования (а – месторождения: 1 – Меловое, 2 – Томакское, 3 – Тасмурунское-Садырнынское, 4 – Тайбарское, 5 – Унэтинское, 6 – Степновское, 7 – Багабурульское, 8 – Шаргадык-Богородское, 9 – Яшкульское, 10 – Некрасовское, 11 – Черкесское; б – рудопроявления: 1 – Западно-Грузинское – Квирильское, 2 – Ураково-Богословское, 3 – Предкавказ-

ское, 4 – Черноземельское – Цубукское, 5 – Бузачинское – Шибирское, 6 – Копет-Дагское; б – месторождения и рудопроявления оолитовых железных руд; 7 – границы России (а) и сопредельных государств (б); А–В – рудные провинции: А – Причерноморская, Б – Азово-Каспийская, В – Северного Приаралья и Устюрта; 1–VII – рудные районы: 1 – Южно-Украинский, II – Западно-Грузинский, III – Варненский – Болгария, IV – Волго-Донской – Ергенинский, V – Предкавказский, VI – Мангышлакский, VII – Северного Приаралья и Устюрта

Три из них – Южно-Украинский, Западно-Грузинский и Болгарский (Варненский) – составляют Причерноморскую рудную провинцию. Последняя почти исключительно марганцеворудная; в Западно-Грузинской, кроме того, отмечается наличие ураново-редкометалльных проявлений, а в Варненском районе Болгарии присутствие «рыбных фаций». Три других района – Волго-Донской (Ергенинский), Предкавказский и Мангышлакский – можно объединить в Азово-Каспийскую рудную провинцию. В ней существенно преобладают ураново-редкометалльные месторождения и рудопроявления, но также и марганцевые (Лабинское, Мангышлакское). Наконец, седьмой рудный район занимает обособленное положение в Северном Приаралье и Устюрте, являясь исключительно железорудным (рис. 4.10).

А. С. Столяров и Е. И. Ивлева [2008] обращают внимание на достаточно строгую синхронность и относительную кратковременность основных фаз как марганцевого, так и ураново-редкометалльного рудообразования. Особенно это характерно для раннеолигоценового марганцеворудного этапа, проявившегося наиболее широко – от Болгарии до Мангышлака. Концентрации этого элемента контролировались элементами подводного рельефа, сопряженными с глубоководной областью Восточного Паратетиса, и обнаруживают связь с фациями сероводородного заражения. В последних местах развиты пластовые скопления костного детрита рыб с ураном, редкими землями и сульфидами железа, однако по масштабам они значительно уступают залежам верхнего олигоцена.

Иную палеогеографическую позицию занимают оолитовые железные руды Приаралья и Устюрта. Они развиты в прибрежных фациях внутришельфовых морей, а также в аллювиальных отложениях приморской равнины, что определенно указывает на поступление железа из кор выветривания областей питания.

В позднем олигоцене область рудообразования в Восточном Паратетисе значительно сократилась, поскольку прогибы с сероводородным заражением сохранились лишь в кавказско-прикаспийской его части. Здесь с ними связаны ураново-редкометалльные образования [Столяров, Ивлева, 2008].

Реальный минерагенический интерес на сегодня представляют марганец и комплексные фосфор-уран-редкометалльные месторождения Ергенинского района **10а** (А. М. Карпунин и др., 2005; [Шарков, 2008]). Этот район расположен в ЮЗ части Республики Калмыкия на границе с Ростовской областью, имеет близкое к изометричному очертание размером 70×85 км и занимает площадь около 6 тыс. км². Практическое значение имеет майкопский тип оруденения – урановый (с фосфором, редкими землями, молибденом, скандием и др.) олигоцен-нижнемиоценовых углеродистых глин с ископаемым ихтиодетритом. Выявлены 13 месторождений, 38 рудопроявлений и 25 проявлений минерализации майкопского типа, которые пространственно сгруппированы в шесть рудных полей – Степновское, Шаргадыкское, Яшкульское, Харабулукское,

Центральное, Багабурульское (рис. 4.9). Среднее содержание редких земель и урана в костном фосфате $\Sigma TR 1,13$; $U 0,20\%$.

Фосфор-редкоземельно-урановые руды Ергенинского района в глинистых породах олигоцена—нижнего миоцена являются ценным сырьем для получения урана, редких земель и фосфорных удобрений.

4.2.2. Щиты и срединные массивы

Балтийский щит. На Балтийском щите выявлен ряд ЧСФ, с которыми связаны разнообразные полезные ископаемые.

На Пибозерской площади распространена углеродсодержащая глинисто-терригенная формация **20** верхнего архея, содержащая горизонты кианитовых сланцев, богатых глиноземом. Геохимический спектр формации включает медь, ванадий, цинк, золото, лантан, иттрий.

Западно-Карельская зона развития углеродистой глинисто-терригенной с вулканитами формации **21** верхнего архея включает Костомукшский железорудный район **21а**, Гимольскую **21б** и Киндасово-Маньгинскую **21в** железорудные площади. Главным компонентом формации являются железные руды. Геохимическая специализация представлена никелем, кобальтом, медью. Важнейшим рудным элементом в геохимической ассоциации является золото, находящееся в тонкораспыленном виде в железисто-кварцевой породе. Оно не извлекается, ежегодно в отвалы месторождения Костомукша уходит около 4 т золота [Недра Северо-Запада ... , 2003].

Углеродсодержащая глинисто-терригенная формация **22** Хаутоваарской площади перспективна на серный колчедан и полиметаллы. Важными рудными элементами в геохимической ассоциации являются золото и платиноиды.

Падминский район **23** распространения углеродистой карбонатно-терригенной с вулканитами формации протерозойского возраста имеет важное экономическое значение в связи с открытием комплексных уран-благородно-металльно-ванадиевых руд и наличием промышленных залежей шунгита на Зажогинском месторождении, содержащих природные фуллерены.

В пределах Падминского рудного района расположены пять месторождений уран-ванадиевых руд (рис. 4.11) (Весеннее, Верхняя Падма, Космозеро, Средняя Падма, Царевское) и ряд перспективных рудопроявлений (Святуха, Уницкое и др.). Наиболее детально изучен район Средняя Падма — первоочередной объект промышленного освоения. Здесь также выявлены рудопроявления и мелкие месторождения урана (Рыбрека, Светлое, Брусно, Воронов Бор и др.), месторождение меди (Педролампи), рудопроявления золота и золота с ураном (Эльмус, Заозерное и др.).

Месторождение Средняя Падма открыто в 1985 г. как урановый объект. Основным рудным компонентом здесь (и на других объектах рудного района) является ванадий с попутными молибденом, медью, золотом, платиной, палладием, серебром. Урановое оруденение развито в контурах ванадиевых руд и представлено вкрапленностью и прожилками урановых минералов; среднее содержание урана 0,074%. Благороднометалльная минерализация распределена неравномерно, локализуясь в основном на участках развития кварцево-сульфидных и кварцево-селенидных прожилков. Содержание золота от 1 до 50–70 г/т в интервалах мощностью от 0,3–1,7 до 3–7 м; доля в общем объеме руды 3–5%, а среднее содержа-

ние золота в ванадиевых рудах 0,16 г/т. Концентрации палладия 0,4–2 до 20–35 г/т в интервалах 0,4–11,3 м. Содержание платины 29, среднее в руде 0,02, серебра 40–174 г/т. Запасы основных и попутных компонентов оценены и утверждены [Уран российских недр, 2010].

Другие месторождения данного рудного района по основным характеристикам близки к Средней Падме [Недра Северо-Запада ... , 2003].

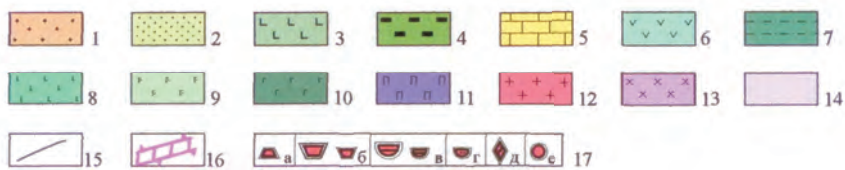
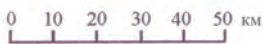
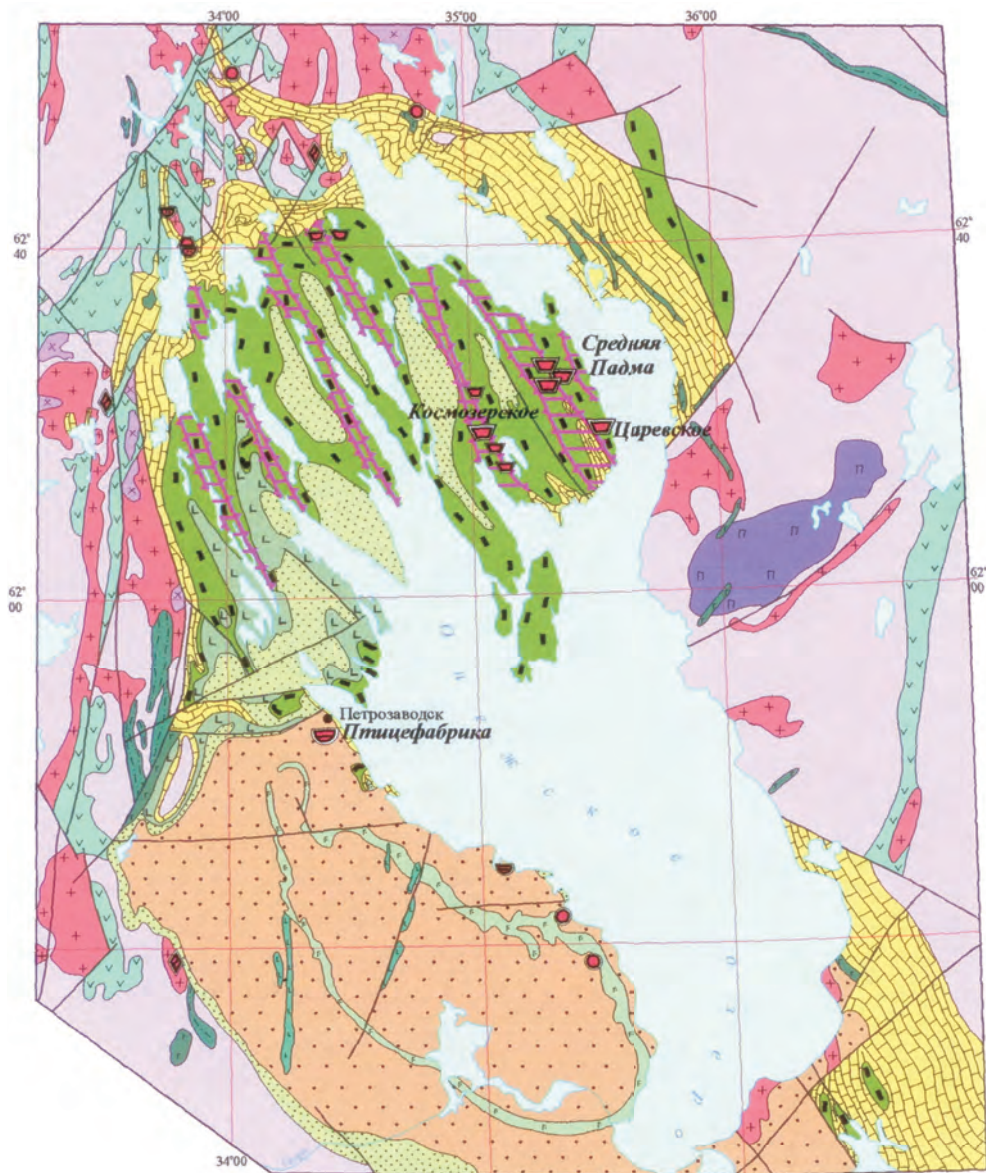
В пределах Онежского синклинория детально разведаны три месторождения высокоуглеродистых шунгитовых пород (ШП) – Зажогинское, Шуньгское, Максиковское, а также ряд перспективных проявлений (Калейское, Подсосонье) и др. На Зажогинском месторождении в ШП зонежской свиты нижнего протерозоя обнаружены природные фуллерены C_{60} и C_{70} , остро необходимые для развития нанотехнологий; в настоящее время их получают синтетическим путем. С учетом общих ресурсов ШП в Онежском прогибе общий объем фуллеренов может достигать 1–3 млн т. Есть основания предполагать наличие в шунгитах и высших фуллеренов, что значительно повышает геолого-экономическую значимость ШП [Полеховский, Резников, 1999].

Прионежская сланценосная площадь **25** распространения углеродсодержащей терригенной с вулканитами формации протерозойского возраста входит в состав одноименной впадины. Металлогеническая специализация заключается в присутствии в ней медистых песчаников с Руданским рудопроявлением в северной части Прионежской впадины. Геохимическая специализация выражена в повышенных содержаниях P, U, Be, Zn, Y, Zr, Th, Pd (Е. Н. Афанасьева и др., 2005).

Приладожская сланценосная площадь **26** распространения углеродистой глинисто-терригенной с вулканитами формации входит в состав Ладожского мегаблока (Е. Н. Афанасьева и др., 2005). Формация выделена в объеме питкьянтской и импилахтинской свит и их возрастного аналога – соанлахтинской свиты (протерозой).

Первые две свиты образованы амфиболитами, мраморами, кристаллическими сланцами, гнейсами, силицитами. Отдельные пачки сланцев и гнейсов насыщены графитом, количество которого в отдельных пачках импилахтинской свиты достигает 10 (урановое месторождение Карку), иногда 25%, но преобладают концентрации в первые проценты. К графитосодержащим породам питкьянтской свиты в Северном Приладожье приурочено медно-полиметалл-колчеданное рудопроявление Виссу. На сопредельной территории в сланцах соанлахтинской свиты установлены проявления графита, Au, Cu, FeS_2 , U и V. Геохимическая специализация пород формации проявлена повышенными содержаниями Cu, V, Mo, Ag, Zn, Pb (Е. Н. Афанасьева и др., 2005).

Северо-Западно-Приладожская площадь **27** включает углеродсодержащую глинисто-терригенную высокоглиноземистую формацию в объеме ладожской серии калевийского возраста (протерозой). Отдельные пачки пород содержат углеродистое вещество, метаморфизованное до графита. Доля углеродистых пород в разрезе не превышает 5, содержание графита от 0,1 до 15%, чаще первые проценты. Формация специализирована на V, Cu, Ni, Co, Sn, Mo; выявлены рудопроявления серного колчедана, меди, золота (Аллату и др.). Золото присутствует в метасоматитах, развитых по кварцито-песчаникам и габброноритам, ассоциирует с арсенопирит-пирротин-пиритовой минерализацией. Мощность зон метасоматитов до 20 м, содержание золота 0,1–4 г/т (Е. Н. Афанасьева и др., 2005).



Воронежский щит. Выявлен ряд месторождений и рудопроявлений металлов платиновой группы и золота в стратифицированных углеродистых комплексах и их метасоматитах (Госгеолкарта, лист М-37, 2001, [Чернышов, 2004]). На карте выделен Тим-Ястребовский район **28** с углеродистой вулканогенно-терригенно-глинистой формацией, перспективной на платину и золото. Эти металлы проявлены практически во всех структурно-вещественных комплексах, содержащих ЧС. Различаются следующие стадии формирования комплексов:

- раннеархейская нуклеократонизация (плагиогнейсы обоянской серии с сульфидами, графитизированные; Au 1,97, Pt до 5,1 г/т);
- позднеархейский рифтогенез (зеленокаменные пояса михайловской серии с золото-палладийсодержащими колчеданными рудами; Au 1,2, МПГ до 1,0 г/т);
- раннепротерозойская субдукционная с сопутствующим рифтогенезом в структурах КМА (сланцы Лосевской шовной зоны с Au 1,7, МПГ 1,3 г/т; железистые кварциты курской серии с Au до 3,4, Pt до 5,1, Pd до 1,2 г/т; графитизированные гнейсы и метасоматиты воронцовской серии Хоперского мегаблока с МПГ до 0,2, Au до 1,7 г/т).

Наиболее высокие концентрации благородных металлов связаны с высокоуглеродистыми образованиями оскольской серии раннего протерозоя в разномасштабных рифтогенных структурах (Тим-Ястребовская, Зиновьевско-Мантуровская, Рыльская, Михайловская и др.), пространственно сопряженных с позднеархейскими зеленокаменными поясами (рис. 4.12). Они представляют собой сложные интракратонные складчато-глыбовые структуры (грабенсинклинали, цепочки надразломных впадин, мелкие изолированные синклинали), развивающиеся в краевых частях линейных зон первого порядка. Особенности этих структур:

Рис. 4.11. Онежский урановорудный район (Е. Н. Афанасьева, 2009)

1–7 – стратифицированные комплексы пород: *1* – вепсий. Кварцевые песчаники, кварцито-песчаники, полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты, диабазы (*петрозаводская PR, pt* и *шокшинская sk свиты*); *2* – калевий. Углеродистые песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфоалевролиты (*надосская свита PR, pd*); *3, 4* – лудиковий: *3* – пикриты, пикрито-базальты, базальты, туфы, туфопесчаники (*суйсарская свита PR, ss*), *4* – шунгиты, шунгитовые сланцы, доломиты, туфоалевролиты, базальты (*заонежская свита PR, sn*); *5* – ятулий. Доломиты, алевролиты, диабазы, базальты, кварциты, кварцито-песчаники (*нерасчлененные: туломозерская PR, tl, медвежьегорская PR, td* и *янгозерская свиты PR, jan*); *6, 7* – верхний архей (*лопий AR₂*): *6* – лавы и туфы риолитов, дацитов, андезитбазальтов, кремнистые и углеродистые сланцы, метаморфизованные (*бергаульская свита A₂br*), *7* – слюдяные сланцы, гнейсы, в том числе углеродсодержащие, кварциты, метапесчаники, метаконгломераты (*семченская свита A₂sm*); *8–14* – магматические и ультраметаморфические комплексы пород: *8* – габбро-диабазы, диабазы (R_2), *9* – габбро, долериты, монцогаббро (PR_1), *10* – габбро, габбро-долериты, лейкогаббро (PR_1), *11* – нориты, пироксениты, перидотиты (PR_1), *12* – гранодиориты, граниты, гранит-порфиры, аплиты (AR_2), *13* – плагиограниты, тоналиты, диориты, кварцевые диориты (AR_2), *14* – тоналиты, трондьемиты, гранодиориты (AR_1); *15* – основные разломы; *16* – зоны складчато-разрывных дислокаций; *17* – объекты (месторождения и рудопроявления) урановорудных и ураноносных формаций: *a* – урановая, благороднометалльно-урановая в связи с зонами древних структурно-стратиграфических несогласий, *b* – уран-благороднометалльно-ванадиевая в зонах складчато-разрывных дислокаций, *в* – урановая с (Se, P) в пестроцветных отложениях орогенных впадин, *г* – ураноносная с (Au и др.) в конгломератах, *д* – ураноносная с (Th, TR, Ta, Nb и др.) в кремнещелочных метасоматитах, пегматитах и аляскитах, *е* – неустановленного формационного типа

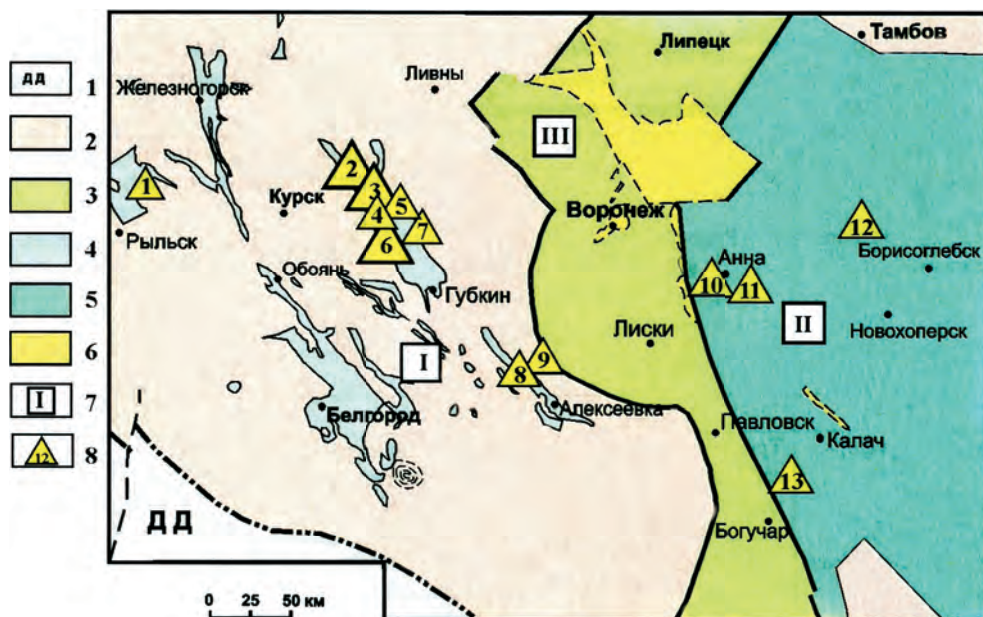


Рис. 4.12. Схема размещения золото-платиноносных рудопроявлений и потенциально рудоносных объектов черносланцевых тимского и кшенского типов в пределах Воронежского кристаллического массива [Чернышов, 2004]

1 – граница Воронежского кристаллического массива со смежным Днепровско-Донецким авлакогеном; 2 – структурно-вещественные комплексы архейского основания; 3 – структурно-вещественные комплексы Лосевской шовной зоны; 4–6 – раннекарельские вулканогенно-терригенные комплексы: 4 – этапа рифтогенеза, 5 – этапа эпикратонного прогибания пассивной континентальной окраины, 6 – вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы раннеплатформенного тафрогенного этапа; 7 – мегаблоки Воронежского кристаллического массива: I – КМА, II – Хоперский (Воронежский), III – Лосевская шовная зона; 8 – золото-платиноносные месторождения, рудопроявления и потенциально рудоносные участки: 1 – Студеновский, 2 – Сергиевский, 3 – Луневский, 4 – Тимской, 5 – Луговской, 6 – Погоженский, 7 – Кшенский, 8 – Волотовский, 9 – Восточный Волотовский, 10 – Рябиновско-Большемартыновский, 11 – Анненский, 12 – Троицкий, 13 – Сухой Яр

– полицикличность и многостадийность развития с резким преобладанием терригенно-осадочных (в том числе мощных железорудных) отложений (курская серия) на ранних стадиях формирования структур и возрастающая роль вулканогенных и высокоуглеродистых вулканогенно-осадочных образований (оскольская серия) на поздних стадиях;

– широкое развитие в разной мере дифференцированных вулканоплутонических ассоциаций с пикрит-толеит-базальтовыми и базальт-андезит-дацитовыми вулканитами (оскольская серия) и магматитами ультрамафит-мафитового (золотухинский и волотовский комплексы), габбро-диорит-гранодиоритового (стойло-николаевский интрузивно-дайкивый комплекс) и гранитоидного (малиновский комплекс) составов с отчетливой металлогенической специализацией – Cu, Pb, Zn, Au, Ag, P, МПГ и др.;

– закономерная смена существенно плагиоклазовых гранитоидных серий плагиоклаз-микроклиновыми (павловский и малиновский комплексы);

– высокая степень интенсивности проявления складчатости и взбросо-надвиговых перемещений, сложный структурный рисунок разломных нарушений различных порядков с появлением зон объемного катаклаза, выступающих в качестве контролирующих элементов рудообразования;

– низкоградиентный тип метаморфизма в условиях эпидот-амфиболовой и зеленосланцевой фаций, способствовавший перераспределению и накоплению рудного вещества, развитию разнообразных по составу метасоматитов с комплексным золото-платинометалльным оруденением тимского и кшенского типов [Чернышов, 2004].

Отмечена также специализация на уран углеродисто-терригенной формации в объеме тимской свиты нижнего протерозоя (В. К. Кушнеренко, 2006).

Примечательно, что внешне платиноносные слои и горизонты практически не отличаются от вмещающих пород черносланцевых толщ и выделяются только в результате комплексного опробования на благородные металлы и сопутствующие им малые элементы.

Для высокоуглеродистых золото-платиноносных ЧС Воронежского щита характерно повышенное содержание ряда петрогенных (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O) и малых (Ag, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, Ti, V, Se, La, Yb, отчасти As, Nb, W, Te, Cd) элементов. Золото-платинометалльное оруденение тимского типа характеризуется сложным полиминеральным, многокомпонентным составом: установлено около 60 минералов, входящих в разные группы – самородные металлы, металлические твердые растворы и интерметаллические соединения и сульфиды.

Дальнейшие работы на Воронежском массиве должны определить практическую значимость рудных объектов, соответственно и статус черносланцевых формаций – пМУСФ как сейчас, или перевести их в разряд МУСФ.

Анабарский щит. Здесь выделена одноименная сланценосная зона **29** развития углеродисто-терригенной формации архея (хапчанская и верхнеанабарская серии (**29б**)) с залежами графита. Последние, по данным геологической съемки м-ба 1 : 200 000, прослежены в виде двух субмеридиональных полос протяженностью 180 (западная) и 300 км (восточная) шириной 10–15 и 10–20 км.

Графитсодержащие породы ассоциируют с гранатсодержащими плагиогнейсами и гнейсами, слагая в них линзы и слои толщиной от нескольких сантиметров до 5–20 м и протяженностью от десятков метров до 1–3 км. Проявления графита в промышленном отношении изучены очень слабо.

В последние годы (В. З. Фукс и др., 2005) в докембрийских ЧС в Усть-Ильинском районе **29а** установлены проявления урановой минерализации (рудопоявление Балыга-Суох) с невыясненными перспективами.

Алданский щит. Выделена углеродсодержащая терригенная формация протерозоя с Олдонгсинским **30а** и Угуйским **30б** потенциально урановорудными районами (рис. 4.13). С формацией пространственно связаны комплексные руды – уран, золото, платиноиды в связи с зонами структурно-стратиграфических несогласий (ССН) [Молчанов, 2001].

Намечены три уровня несогласий: предраннепротерозойский, предрифейский и предвендский. Зоны двух первых трассируются древними метаморфизованными корами выветривания – реголитами. Алданский щит характеризуется интенсивным проявлением процессов мезозойской тектоно-магматической активизации, поэтому можно рассчитывать на

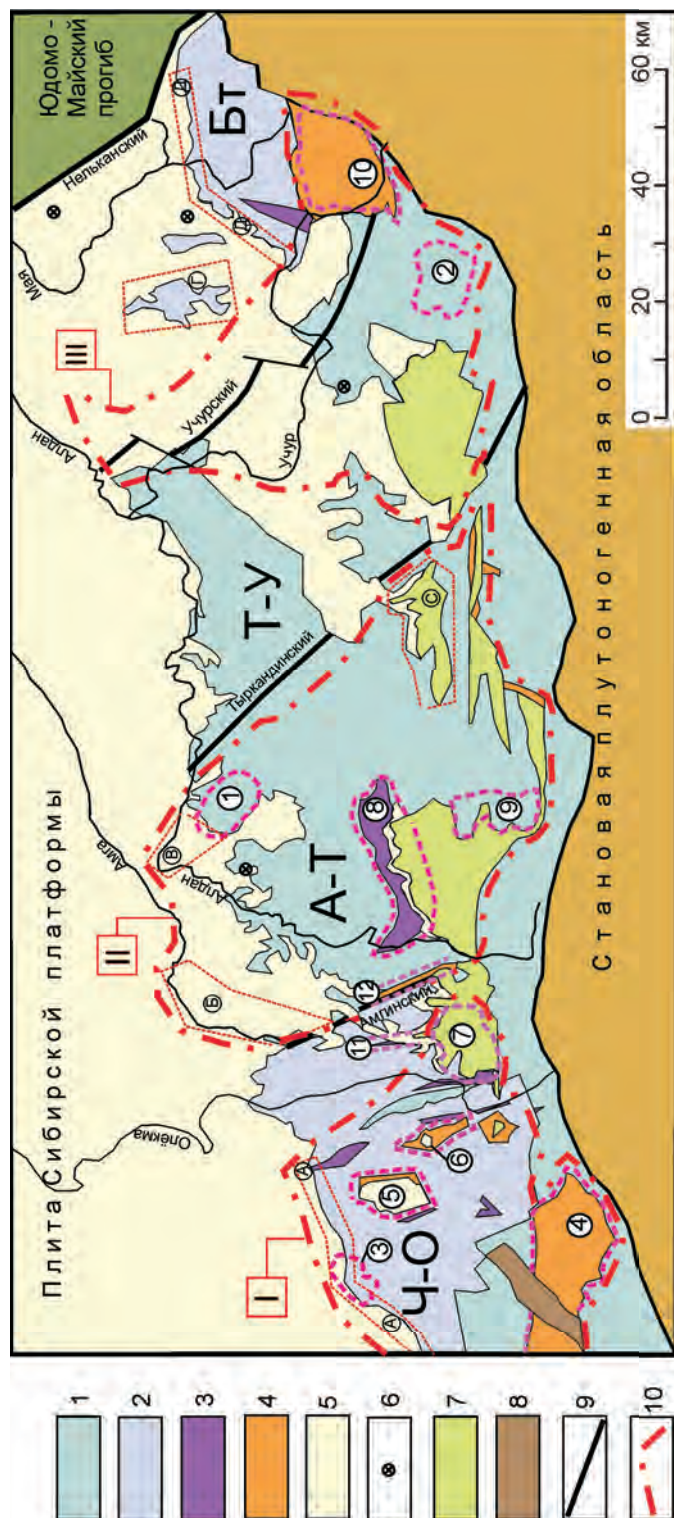


Рис. 4.13. Схема металлогенического (по урану) районирования Алданской урановорудной провинции. Масштаб 1 : 5 000 000 [Молчанов, 2001]

1, 2 – протократонные СФК архея; 1 – нижнего, 2 – верхнего; 3 – СФК зеленокаменных поясов; 4 – СФК раннепротерозойской тектоно-магматической активизации; 5 – платформенный СФК; 6 – массивы щелочно-ультраосновных пород; 7 – СФК мезозойской тектоно-магматической активизации; 8 – СФК современных рифтов; 9 – региональные межблоковые зоны разломов; 10 – металлогенические зоны (области): 1 – Центрально-Алданская урановорудная, 2 – Чаро-Олекминская урановорудная, 3 – Улкано-Учурская потенциально урановорудная; 11 – урановорудные и потенциально урановорудные районы и зоны: 1 – Эльконский, 2 – Тырканский, 3 – Торгойский, 4 – Удоканский, 5 – Угуйский черносланцевый, 6 – Олдонгинский черносланцевый, 7 – Усмунский, 8 – Унтра-

Тимптонский, 9 – Гурбылях-Тимптонский, 10 – Улканский, 11 – Субганская, 12 – Ярогинская; 12 – минерализованные площади, перспективные на обнаружение месторождений урана, в том числе вблизи зон древних структурно-стратиграфических несогласий: А – Чаро-Токкинская, Б – Амгинская, В – Северо-Эльконская, Г – Омнинская, Д – Северо-Багомтская, Е – Ыгымджанская. Мегаблоки (Ч-О) – Чаро-Олекминский, (А-П) – Алдано-Тимптонский, (Т-У) – Тимптоно-Учурский, (Бм) – Батомтский; 13 – Становая плутогенная область; 14 – Юдомо-Майский прогиб

обнаружение золото-уранового комплексного с большими запасами оруденения вблизи зон несогласия [Молчанов, 2001]. Пока же здесь обнаружены многочисленные уран-благороднометалльные рудопроявления (Конкули, Темное, Гросс, Олдонгсо и др.).

Локальный структурный контроль оруденения связан с маломощными зонами брекчирования, рассланцевания, будинажа, межпластовыми срывами и трещинами кливажа осевых поверхностей складок в толще тонкозернистых углеродсодержащих метаосадков ханинской свиты нижнего протерозоя, которые залегают ниже поверхности рифейского несогласия. Основным типом рудоносных пород являются интенсивно гумбеитизированные тектониты в горизонтах углеродистых метapelитов. Мощность зон гидротермально-метасоматической проработки достигает 60 м. Урановорудные тела имеют уплощенную форму и прослеживаются по простиранию до 50 м при мощности до 1,5 м. Наряду с золотом присутствуют также платина 1,1, иридий 0,4–0,6, рутений, родий, палладий 0,01 г/т. Промышленные перспективы Олдонгсинского потенциально золото-урановорудного района связываются именно с такими породами, сопряженными с поверхностями предрифейского ССН.

Омолонский массив. В нем расположен одноименный сланцевосный район 31 с горючесланцевой формацией. В литературе ЧС описаны как «горючие сланцы Омолонского массива» [Мингареев, Тучков, 1980; Месторождения горючих ... , 1988].

Вмещающие ГС ниже- и среднетриасовые отложения широко распространены на площади массива, выполняя вместе с пермскими и юрскими породами различные по размерам впадины. Это умеренноглубоководные, преимущественно глинистые осадки, накапливавшиеся в морском бассейне, который с востока, севера и запада был окружен невысокими островами, а к югу открывался в глубоководную акваторию Верхоянского моря. Отсюда, вероятно, и поступали питательные вещества (апвеллинг), вызывавшие бурное цветение фитопланктона. Для разреза характерно переслаивание черных и темно-серых тонколистватых известковистых глин, нередко битуминозных, заключающих прослой и пачки темных и светло-серых известняков (мергелей), а также пласты горючих сланцев. Мощность отложений обычно не превышает 100 м. Нередко среди них присутствуют желваки фосфоритов, образующие скопления в верховьях рек Омолон и Коркодон.

ГС установлены В. М. Завадовским (1951) в среднем течении р. Левый Кедон среди среднетриасовых аргиллитов и алевролитов. Мощность сланцевых горизонтов 15–20 м. Химический состав ГС практически не изучен. Отобранные в обнажении сильно выветрелых ГС две пробы показали следующий состав: С 71,93–71,44; Н 9,07–8,71; N + O 19,00–20,85%. Выход дегтя на сухое вещество 2,23–3,96; выход дегтя на горючую массу 14,52–16,84. Для одной из проб

нижнего триаса зольность составила 78%, содержание минеральной углекислоты карбонатов 0,2, серы общей 0,7% (К. А. Уров и др., 1984).

Необходимо дальнейшее исследование ГС Омолонского района с целью выяснения его минерагенического потенциала [Мингареев, Тучков, 1980].

Буреинский массив. Выделена одноименная зона 32 распространения углеродсодержащей терригенной формации верхнего протерозоя, включающая ряд черносланцевых районов с урановым оруденением: Туюно-Ниманский 32а, Мальгинский 32б, Малохинганский 32в. Урановое оруденение на массиве также проявлено в «рудоносной» свите нижнего кембрия. В рудах, наряду с ураном и фосфором, в повышенных количествах присутствуют Ni, Co, Cu, Pb. Спектр рудных элементов в черных сланцах кембрия и протерозоя совпадает с таковым в рудных телах, что дало основание считать оруденение осадочно-метаморфогенным (Л. М. Алексеев, 1971).

В докембрийских углеродсодержащих породах Буреинского массива, как и в пределах Дальнего Востока в целом, выявлены многочисленные разномасштабные урановые проявления. В связи с открытием крупных урановорудных провинций в Средней Азии и Казахстане изучение урановых месторождений в свое время было здесь приостановлено, и они остались до конца не оцененными.

Ханкайский массив. В Восточно-Уссури-Ханкайском районе 33 развита углеродсодержащая терригенная формации верхнего протерозоя (вознесенская свита). Урановое оруденение в связи с черносланцевыми формациями установлено, как и на Буреинском массиве, в кембрийских отложениях (дмитриевская и прохоровская свиты). Оруденение контролируется зонами разломов, в которых проявились гидротермально-метасоматические процессы.

Ханкайский массив нуждается в дополнительном изучении продуктивности ЧФ и опробовании углеродсодержащих пород на МПГ.

Чукотский массив. На Чукотском массиве выделен Восточно-Чукотский сланценосный район 34 распространения углеродистой терригенной формации предположительно нижнепротерозойского возраста, с которой связаны месторождения графита (Кынатлювээм, Пустен). Пласты графита достигают мощности 2 м, они чередуются с графитизированными сланцами и биотитовыми гнейсами. Графит сланцеватый полнокристаллический, крупночешуйчатый. Во вмещающих породах отмечается повышенное содержание олова, вольфрама, а также урана.

4.2.3. Складчато-надвиговые области и системы

Уральская складчатая система (СС). ЧСФ Уральской системы подразделяются на две группы: формации, в которых установлены проявления тех или иных видов полезных ископаемых (МУСФ и пМУСФ), и формации, продуктивность которых на сегодняшний день еще не раскрыта (УСФ).

Значительная часть первой группы ЧСФ специализирована на уран и золото и принадлежит к потенциально металлоносному минерагеническому типу. Приурочены пМУСФ главным образом к различным по составу толщам рифея (С. К. Вояковский, 2007; А. А. Пуговкин и др., 2007; С. П. Еремеев и др., 2007) [Арифуров и др., 2013].

Анализ условий формирования и размещения углеродисто-терригенных, вулканогенно-углеродисто-терригенных и углеродисто-карбонатно-терригенных комплексов свидетельствует об их накоплении в восстановительных обстановках в пределах рифтогенных бассейнов или в краевых зонах рифтов, характеризующихся редуцированным проявлением вулканизма, активной гидротермальной деятельностью и высокой биопродуктивностью. Намечается определенная закономерность: период накопления золотоносных ЧСФ сопряжен во времени или завершает этап формирования базальт-трахириолитовых комплексов рифтов, максимально проявленных в смежных структурно-формационных зонах или их сегментах [Арифуров и др., 2006]. Среди таких потенциально металлоносных толщ рифейского возраста выделен ряд площадей с углеродсодержащими формациями: Енганепейская **35** с глинистой формацией (уран); Харбейско-Марункейская **36** с вулканогенно-терригенной (уран); Хараматолоуская **37** с терригенной, часто с вулканитами (уран); Хобеизско-Маньхамбовская **40** с карбонатно-терригенной с вулканитами (уран); Башкирско-Уралтауская **44** с песчано-глинистой (золото, уран); Сысертско-Ильменогорская **45** с глинистой формацией (золото); Южно-Новоземельская **46** (рис. 4.14) с терригенной формацией (уран).

Во всех этих районах углеродисто-глинистые сланцы приурочены в основном к нижнему и среднему рифею, но встречаются и выше, до венда включительно и в нижнем карбоне. Продуктивность известных объектов невысокая, среди них абсолютно преобладают пМУСФ, в редких случаях выявлены мелкие месторождения. Рудоносные литолого-стратиграфические уровни рассредоточены по разрезу и связаны преимущественно с эпизодами усиления тектоно-магматической активности.

В последние годы в некоторых районах установлены проявления урана, близкие по типу к месторождениям, связанные со ССН: Харбейско-Марункейская площадь на Полярном Урале (С. П. Еремеев и др., 2007), рудопроявление Весеннее на Южном Урале.

Углеродсодержащая терригенная МУСФ с промышленными месторождениями железа, марганца и барита среди ЧС харотской свиты (ордовик–девон) приурочена к Лемвинской сланценосной площади (**39**). Свита характеризуется насыщенным и разнообразным геохимическим спектром, включающим из породообразующих компонентов $C_{орг}$ и P_2O_5 , а из элементов-примесей V, Cr, Ag, Ni, U, Hg, Cu (в черных сланцах с сульфидами), Fe, Zn, Cd (в фосфатоносных слоях), Mn, Ba (в карбонатных мегаконкрециях). Установлен регионально развитый фосфатоносный горизонт (верхневенлоксско-нижнелудловского возраста). Наиболее значимый рудный объект на Лемвинской площади – Парнокское месторождение железомарганцевых руд. Содержание Mn в рудах 42,2–48,02, Fe 0,76–1,38, F 0,01–0,03% [Юдович и др., 1998].

Запасы и ресурсы марганцевых руд только в центральной части месторождения составляют по кат. $C_1 + C_2$ 13,4, P_1 – 11,2 млн т, железных руд соответственно 9,4 и 3,4 млн т. Оцененные запасы германия в железных рудах около 9 т. Из других полезных компонентов ЧСФ на Лемвинской и Харотско-Нияюской площадях Северного Урала можно отметить барит в отложениях ордовика–карбона, ресурсы которого в трех месторождениях превышают 20 млн т [Юдович и др., 1998].

На Южном Урале золото-сульфидная минерализация обнаружена также в черносланцевых морских вулканогенно- и карбонатно-терригенных

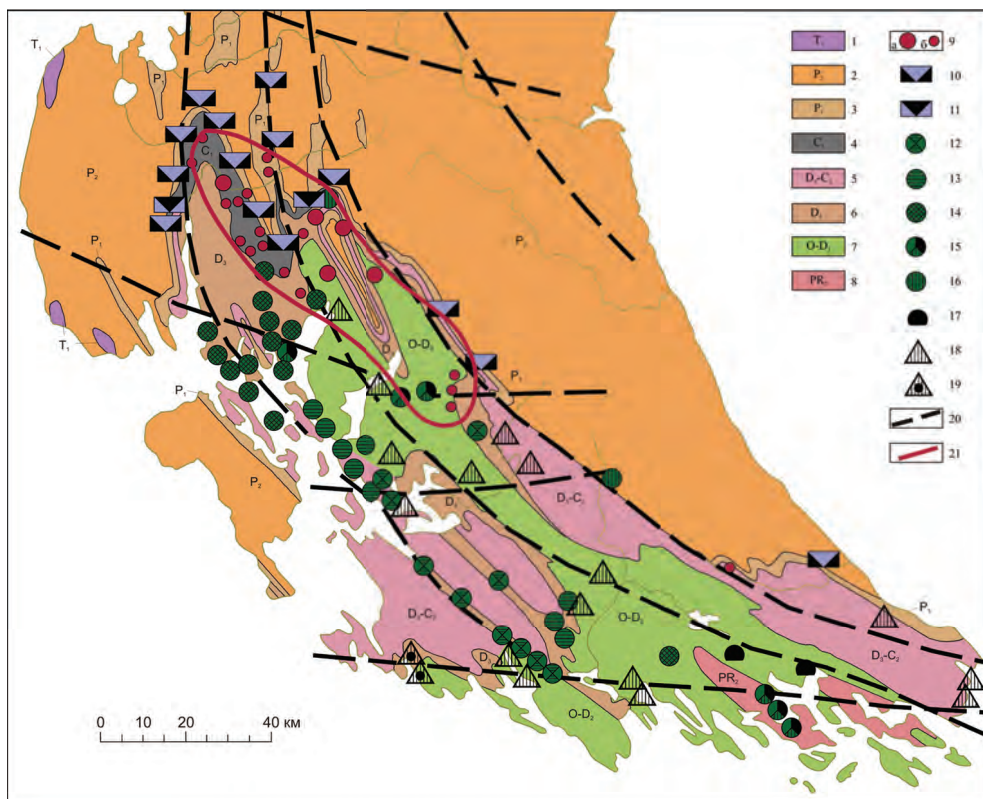


Рис. 4.14. Металлогеническая схема Южного острова архипелага Новая Земля. По материалам В. Ф. Ильина (ПГО «Севморгеология»), 1982, с дополнениями 1998 г.

1–8 – формации осадочных и вулканогенных пород: 1 – морская терригенная формация триаса, 2 – группа морских терригенных формаций верхней перми, 3 – морская черносланцевая карбонатно-глинистая марганценосная формация нижней перми, 4 – морская черносланцевая глинисто-кремниевая ураноносного нижнего карбона, 5 – группа морских кремнисто-терригенно-карбонатных формаций верхнего девона–среднего карбона, 6 – прибрежно-морская терригенно-вулканогенная меденосная формация верхнего девона, 7 – группа прибрежно-морских и морских терригенно-карбонатных и карбонатных формаций ордовика – среднего девона, 8 – группа морских терригенных и черносланцевых формаций верхнего протерозоя; 9–19 – рудопроявления: 9a – урановые коффинит-настурановые, 9b – проявления урановой минерализации, 10 – карбонатных марганцевых руд, 11 – окисленных марганцевых руд, 12 – самородной меди, 13 – халькозин-борнитовые, 14 – кварц-халькопиритовые, 15 – пирротин-халькопиритовые, 16 – блеклых руд, 17 – галенит-сфалеритовые, 18 – флюоритовые, 19 – сфалерит-флюоритовые; 20 – структурные элементы – долгоживущие разломы глубокого заложения; 21 – Рогачёвско-Северотайнинский ураноносный район

отложениях нижнего карбона, накопившихся в рифтогенных грабенах Восточно-Уральского поднятия [Арифулов и др., 2013], образование которых связано с завершающими этапами закрытия Уральского палеоокеана. В основании разреза залегают вулканогенно-осадочные комплексы с продуктами базальт-риолитового вулканизма. В средней части развиты рудоносные углеродисто-песчано-глинистые с карбонатами формации, местами с субпластовыми телами дацитов, риодацитов, диоритов. В их образовании ведущую роль играли обвально-гравитационные процессы. Завершают разрез углеродистые алевропелиты верхнего рудоносного горизонта со следами эксплозивной вулканической деятельности. Общая мощность отложений достигает 600–700 м. Наиболее значимые золото-сульфидные проявления и месторождения связаны с гидротермально-осадочными процессами на этапах затухания вулканической деятельности при высокой сейсмичности района. Золоторудные объекты можно квалифицировать как пМУСФ.

Ряд площадей в пределах Уральской СС занимают УСФ с невыясненным минерагеническим потенциалом. В их числе площади Воркутино-Изяшорская (38) с углеродсодержащей глинистой формацией девонского возраста; Ишеримская (41) с углеродсодержащей терригенной формацией рифейского возраста; Кваркушко-Каменногорская (42) с углеродсодержащей терригенной вендского возраста формацией; Лопьинская (43). Выяснение геохимической специализации и минерагенического потенциала ЧСФ на перечисленных площадях – дело будущего.

Таймыро-Североземельская (Таймырская) складчатая система. В Таймырской СС выделяются два временных отрезка накопления черносланцевых комплексов: рифейский и ниже-среднепалеозойский (рис. 4.15).

ЧСФ рифейского возраста развиты на о. Большевик и в северной части Таймыра, тянутся полосой шириной 100–150 км вдоль побережья от залива Минина на западе до залива Фаддея на востоке, в ней выделены две зоны (А. И. Забияка, 1972; Н. К. Шануренко и др., 1979), [Северная ... , 2000]: Мининско-Большевицкая (47) и Шренк-Фаддеевская (48).

В Мининско-Большевицкой зоне ЧС залегают среди терригенных отложений голышевской и краснореченской толщ на о. Большевик (площадь 47а), а также воскресенской, стерлеговской и конечнинской толщ на п-ове Таймыр (район 47б). Их характерной особенностью является цикличное флишоидное переслаивание серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и черных углеродистых сланцев. Мощность циклов обычно 0,1–1,2 м, в голышевской свите 10–15 м. Нижние элементы циклов состоят из разнозернистого песчаного материала, вверх они градационно переходят в глинистые породы. Глинистые элементы циклов неравномерно обогащены ОВ, содержание которого составляет десятые доли процента, иногда 2,5, изредка до 6% (А. И. Забияка, 1972). ОВ, вероятно, сапропелевой природы (В. Я. Кабаньков и др., 1997) распределено в виде нитевидных скоплений совместно с пиритом; на обогащенных участках образует равномерно рассеянную вкрапленность или выполняет тонкие трещины по плоскостям кливажа. Нередко встречается неравномерная интенсивная вкрапленность сульфидов. На Западном и Центральном Таймыре ЧСФ содержит несколько горизонтов черных сланцев, нижний из них залегает в верхней части воскресенской толщи. Мощность отложений с горизонтами ЧС колеблется от первых сотен до 2000 м.

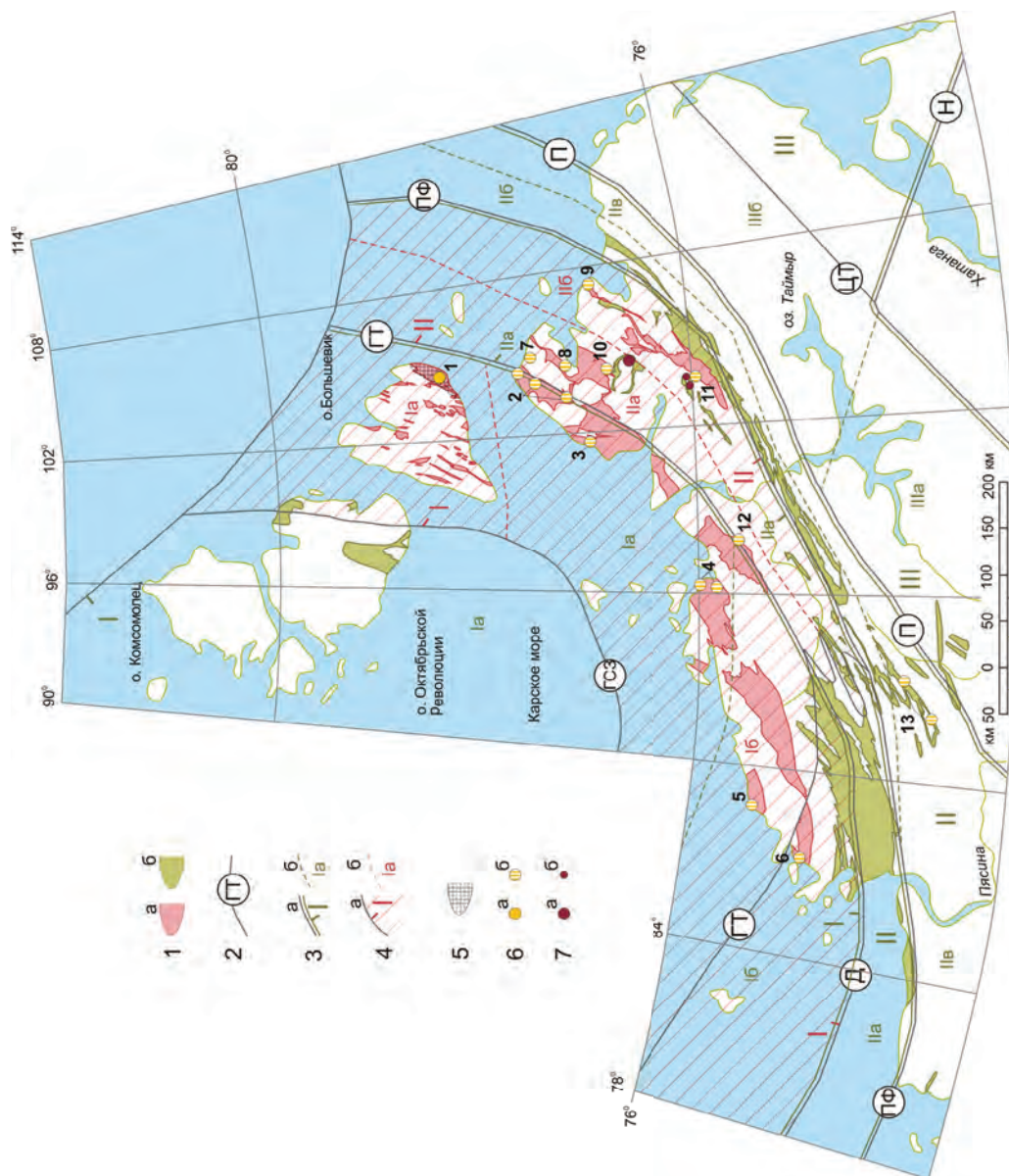


Рис. 4.15. Схема размещения рифейско-среднепалеозойских черносланцевых комплексов Таймыро-Североземельской складчатой области. Обобщено по [Государственная ..., S-44-46, 2000; S-48, S-49, 2007; T-45-47, T2003; Кабаньков и др., 1997; Легенда ..., 2006; Проскурнин и др., 2002; Соболев, 1997]

1 – черносланцевые комплексы рифейского (а) и венд-среднепалеозойского (б) возрастов; 2 – глубинные разломы: ГТ – Главный Таймырский, ПФ – Пясино-Фаддеевский, ГСЗ – Главный Североземельский, Д – Диабазовый, П – Пограничный, ЦТ – Централно-Таймырский; 3 – границы геологических районов (а) и площадей (б) V-PZ структурного этажа и их номера на схеме: 1 – Северотаймыро-Североземельский (Ia – Североземельская, Ib – Хутундинско-Коломейцевская), II – Северо-Бырантский (IIa – Пясино-Фаддеевская, IIб – Ленинско-Клюевская, IIв – Тарейско-Бырантская), III – Фалабгай-Нордвикский (IIIa – Фалабгайская, IIIб – Нордвикская); 4 – границы геологических районов (а) и площадей (б) AR-PR структурного этажа и их номера на схеме: 1 – Мининско-Большевистский (Ia – Мининско-Большевистская, Ib – Колосовско-Дорожнинская); 5 – зона совмещения оруденения золото-черносланцевой и золото-кварцевой формаций; 6 – золото-сульфидной черносланцевой (а) и золото-кварцевой (б) рудных формаций. Номера рудных узлов: 1 – Лагерно-Гольшевский, 2 – Северчелюскинский, 3 – Паландерский, 4 – Вальгеровско-Штурмановский, 5 – Воскресенский, 6 – Конечинский, 7 – Унгинский, 8 – Ханевичский, 9 – Песловский, 10 – Борзовский, 11 – Ленинградский, 12 – Жильнинский, 13 – Тарейский; 7 – месторождение Каменское (а) и рудопроявления (б) урана

В Шренк-Фаддеевской зоне 48 черносланцевый комплекс выделяется в объеме ждановской толщи. Она сложена интенсивно дислоцированными метаморфизованными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с мраморами и известняками. Аргиллиты темноокрашенные, тонколистоватые, насыщены пиритом и пирротином (1–2 до 6–7, иногда до 30–40%). Содержание ОВ в них 0,66–2,3%; оно распределено неравномерно, часто локализуется в трещинах. Мощность черносланцевого комплекса 850–1000 м.

С рифейскими ЧСФ Мининско-Большевистской зоны связаны проявления золото-сульфидной формации сингенетично-метаморфогенного генезиса [Проскурнин и др., 2002; Северная ... , 2000] на р. Гольшева с содержанием золота до 3 г/т. Повышенные его концентрации в виде микровключений наблюдаются в сульфидах (преобладает мельниковит-пирит с марказитом). С этой зоной связаны также многочисленные рудопроявления и месторождение Нижнелиткенское золото-кварцевой формации с визуальной различной вкрапленностью золота (рис. 4.15). Наиболее продуктивны на золото жилы, находящиеся в зоне совмещения золото-черносланцевой и золото-кварцевой формаций [Проскурнин и др., 2002]. В Северчелюскинском рудном районе черные сланцы воскресенской свиты на р. Кунар и о. Зари образуют пачку мощностью 100 м с содержанием золота до 9,1 г/т. В большинстве же районов этот показатель не превышает первых десятых грамма на тонну, поэтому рифейские углеродистые толщи (Мининско-Челюскинского района) можно отнести к категории пМУСФ. Кварцево-жильное золотое оруденение сопровождается россыпными проявлениями и месторождениями.

ЧСФ ниже-среднепалеозойского возраста прослеживаются в виде полосы шириной 75–100 км через весь Таймыр, ограниченной с севера Главным Таймырским разломом, а также занимают небольшую площадь на о. Октябрьской

Революции. Территория их развития подразделена на четыре района (**49, 50а-в**).

В Североземельском районе **49** выделяются ниже- и верхнекембрийские (маратовская, курчавинская) свиты. Отложения представлены ритмично переслаивающимися известковистыми аргиллитами различной окраски с единичными прослоями песчаников.

На Хутудинской площади **50а** для разрезов нижнекембрийской ЧСФ, как и для рифейских комплексов, характерно ритмичное переслаивание (2–2,5 до 8 м) песчаников и черных кремнистых сланцев, которые преобладают в верхней (70 м) части формации. Общая ее мощность около 550 м. ОВ в количестве 0,44–4,8% образует тонкую вкрапленность в породах. Кембрийско-нижнеордовикские комплексы представляют собой переслаивание карбонатных и глинистых углеродистых пород с отчетливой цикличностью в грустнинской свите.

В Северобыррангском районе **50б** черносланцевые комплексы развиты в интервале от верхнего кембрия до нижнего карбона. Выделяются три фациальные зоны широтного простирания, сменяющие друг друга с севера на юг: черносланцевая, переходная и карбонатная [Соболевская, 2011].

В черносланцевой зоне нижняя треть разреза почти целиком сложена ЧС; в средней, карбонатно-кремнисто-глинистой части разреза, их количество уменьшается до 60–70; в верхней до 20–30%, где они относительно равномерно распределены среди доломитов, окремненных известняков и фтанитов. Содержание ОВ в сланцах также последовательно уменьшается: 2–5 до 18, 3–6 до 11, до 7–8%.

Переходную зону слагают глинисто-карбонатные отложения с существенным обогащением карбонатным материалом и самих черных сланцев, количество которых значительно уменьшается по сравнению с предыдущей зоной. Как и для предыдущей зоны, характерно обогащение кремнистым материалом верхнеордовикско-нижнесилурийских отложений.

В карбонатной зоне черносланцевые комплексы развиты локально в западной и центральной частях Таймыра и локализованы в ниже-среднеордовикской части разреза.

На Фалабигай-Нордвикской площади **50в** черносланцевые горизонты приурочены в основном к нижнему карбону в толще существенно карбонатных пород ордовикско-нижнекаменноугольного возраста. Углеродистые пласты представлены темноцветными спонголитовыми известняками, спонголитовыми и радиоляриевыми фтанитами и кремнисто-углеродистыми сланцами с тончайшей горизонтальной слоистостью.

Основной металлогенический потенциал ниже-среднепалеозойских ЧСФ связан с рудными концентрациями урана, ванадия и молибдена. На сегодня выявлены урановорудные объекты: месторождение Каменское в одноименном потенциально урановорудном районе (рис. 4.15) и серия перспективных рудопроявлений в черносланцевых толщах венда–среднего палеозоя. Максимальные концентрации урана установлены в раздувах минерализованных зон и в местах их пересечения с поперечными зонами смятия углеродистых сланцев. Каменское месторождение требует дополнительного изучения и оценки запасов.

В пределах черносланцевой зоны Северобыррангского района выделен Тарейский рудный район с проявлениями золотосодержащей сурьмяно-рутутно-мышьяковой формации (Извилистое, Узкое и др.); необходимо его

исследование, как и всех черносланцевых толщ Таймыра, на предмет поиска МПГ.

Енисейско-Протеросаянская (Енисейская) складчатая область. Целый ряд рудных месторождений Енисейской СО прямо или опосредованно связан с ЧСФ, которые являются либо металлоносными (МУСФ с промышленными рудными объектами), либо потенциально металлоносными (пМУСФ).

Согласно мнению ряда исследователей (С. В. Сараев, И. В. Гордиенко, Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин и др.), Енисейский кряж представлял собой часть обширного моря на западной (в современных координатах) окраине Сибирской платформы. В раннем—среднем рифее этот регион развивался в режиме пассивной континентальной окраины, а в позднем и отчасти среднем рифее как задуговой бассейн.

К числу золотоносных МУСФ относится Кординская площадь (53). Золоторудные проявления тяготеют к породам углеродистой граувакковой и натриевых базальтов формации (С. В. Бузовкин и др., 2005) в объеме кординской свиты нижнего рифея, выходы которой отмечаются в пределах Западно- и Восточно-Енисейской структурно-формационных зон. На площади выявлен ряд месторождений, наиболее крупное Олимпиадинское. Основные типы пород формации: биотит-хлорит-серицитовые, биотит-серицитовые, глинистые, алеврито-глинистые и углеродистые сланцы, алевролиты, полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов и доломитов. Углеродистые породы в различных частях разреза формируют единичные пласты и пачки мощностью до 50 м, иногда и более. В западной части Енисейского кряжа отмечаются прослои метатuffов основного и кислого состава и базитов натриевого геохимического профиля. Содержания $C_{орг}$ в углеродистых породах 0,94–1,3%. Кристаллические и слюдяные сланцы в основной массе образовались за счет граувакк, реже — гидрослюдистых глин. Метаморфизм пород формации отвечает фации зеленых сланцев, реже эпидот-амфиболитовой, гранитизация слабая или не проявлена вовсе. Общая мощность формации около 1500 м.

Породы углеродистой формации характеризуются литофильной специализацией с повышенными содержаниями молибдена. Наряду с золоторудными объектами (месторождения Олимпиадинское, Ольгинское, Благодатское и др.), в ней отмечаются и проявления полиметаллической минерализации.

На Олимпиадинском месторождении оруденение приурочено к сланцевой толще кординской свиты, претерпевшей интенсивные складчатые дислокации (рис. 4.16). В строении продуктивной толщи принимают участие разнообразные сланцы: слюдисто-кварцевые, углеродсодержащие мусковит-кварцевые, серицит-кварц-карбонатные и карбонатные общей мощностью около 1000 м. Пластообразные рудные тела повторяют конфигурацию складок, образуя раздувы в их ядерных частях; они и приурочены к контакту пачки слюдисто-карбонат-кварцевых углеродсодержащих сланцев ($C_{орг}$ до 5%) с карбонатными породами. Протяженность четырех рудных тел от 400 до 1000 м, мощность от 2–5 до 470 м в раздувах. Рудная зона вскрыта на глубину до 700 м. Содержание золота от 2,5 до 8 г/т. В сульфидизированных аргиллитах выявлены металлы платиновой группы (Pt до 4, Pd 0,15 г/т); минерализация выявляется лишь при целенаправленном опробовании ЧСФ на платиноидные элементы. Запасы и прогнозные

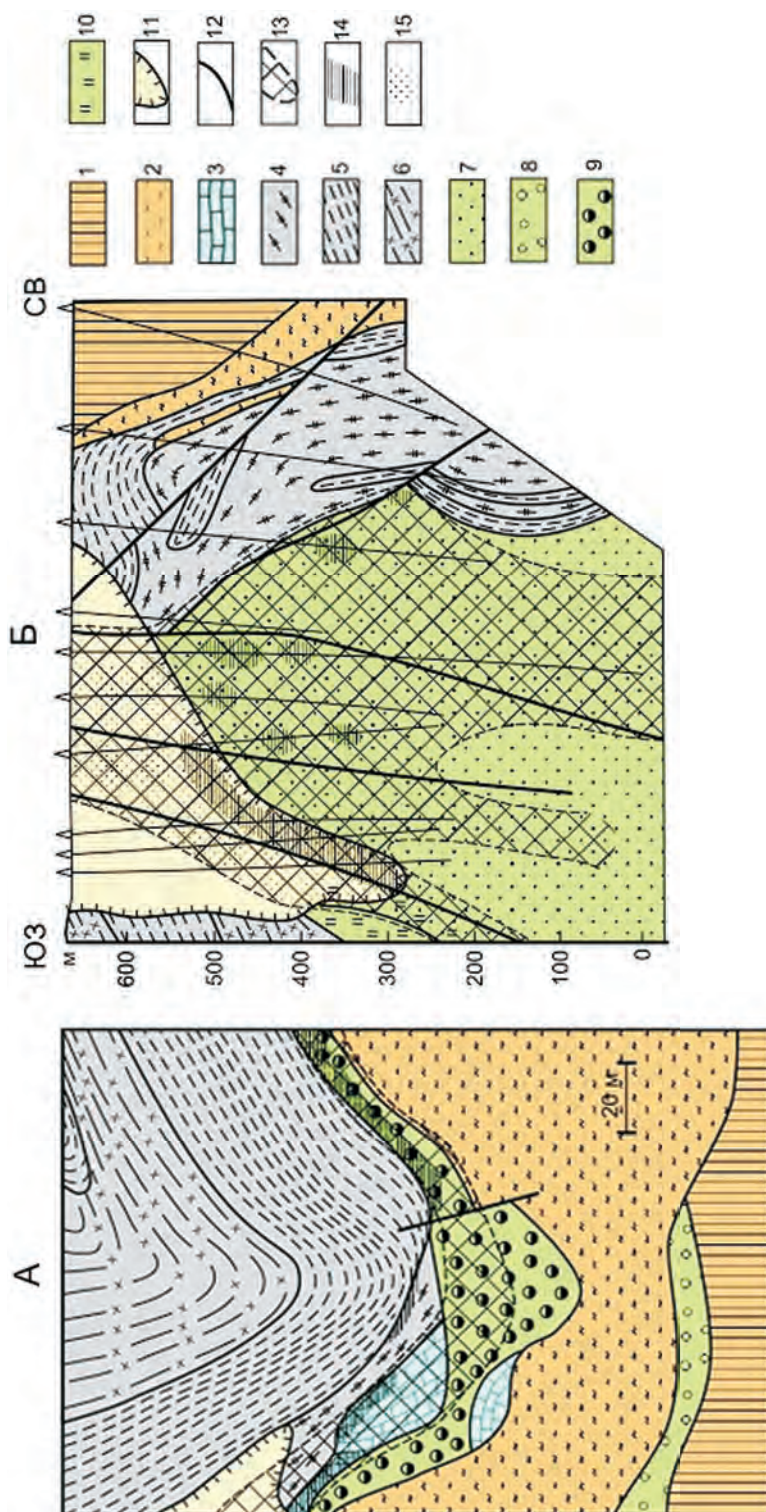


Рис. 4.16. Геологическая карта центральной части Западного участка (а) и геологический разрез Восточного участка (б) Олимпиадинского месторождения [Е. Н. Афанасьева и др., 1995]

1 – кварц-сланцевые сланцы; 2 – кварц-карбонат-сланцевые сланцы; 3 – известняки; 4 – углеродистые кварц-карбонат-сланцевые сланцы; 5 – углеродистые кварц-мусковитовые сланцы; 6 – хлоритовидные углеродистые сланцы; 7 – слюдито-кварц-карбонатные метасоматиты; 8 – скарноиды; 9 – поизитовые метасоматиты; 10 – углеродистые серицит-кварцевые и слюдито-кварц-карбонатные метасоматиты; 11 – граница коры выветривания; 12 – разрывные нарушения; 13 – рудные тела; 14 – шеелитовая минерализация; 15 – вольфрамовая минерализация в коре выветривания

ресурсы золота на месторождении составляют около 1000 т при содержаниях его в первичных рудах 4,1 и 11 г/т в окисленных.

По мнению ряда специалистов, непосредственная связь рудных концентраций золота с углеродистыми сланцами не всегда однозначна. Порой они в равной степени развиваются как в углеродистых, так и неуглеродистых сланцах, например, на месторождении Советское. В то же время выявляется заметная роль углеродистых сланцев при локальном рудном контроле — они выступают в качестве литологического экрана и геохимического барьера в процессе рудоотложения. Так, на Олимпиадинском и других месторождениях Енисейской складчатой области локализация оруденения фиксируется в верхней части продуктивных пачек в интервале, расположенном под углеродистыми сланцами. Вероятно, экранирующая роль углеродистых сланцев обуславливается их пластичностью, а роль геохимического барьера — углеродистым веществом, стимулирующим активность процессов отложения рудного вещества. Как бы то ни было, черносланцевые толщи во всех случаях служат коллектором для золоторудного оруденения.

В. А. Буряк с коллегами [2002] указывают, что практически во всех золоторудных месторождениях черносланцевой формации (и Енисейская складчатая область не исключение) содержатся металлы платиновой группы (1–8 г/т и более), годные для отработки попутно с золотом. Подчеркивается, что присутствие в значительных количествах платиноидов — типоморфная особенность месторождений золота в черносланцевых формациях. Это диктует необходимость проведения обязательных анализов проб на платиноиды из черных сланцев с выявленным золотым оруденением.

Среди других площадей с МУСФ следует отметить Удерейскую (54) с рифейской карбонатно-терригенной металлоносной (Удерейское золото-сурьмяное месторождение) формацией, Верхневороговскую (56) с рифейской кремнисто-терригенной с вулканитами формацией (Олень золото-урановое месторождение), Порожинскую (58) с рифей-вендской карбонатно-терригенной (Порожинское марганцевое месторождение) формацией. Металлоносная с полиметаллическими месторождениями рифейская углеродистая карбонатно-терригенная формация развита на территории Горевского района (55).

Потенциально металлоносные ЧФ распространены на Уволгинско-Кедровой площади (52) в протерозойской карбонатно-терригенной с вулканитами формации с проявлениями ванадия и золота, в Восточно-Саянском районе (59) и Предсаянской зоне (60) с кремнисто-терригенно-карбонатными формациями того же возраста и Бореминской площади (57) с рифейской глинистой формацией с проявлениями урана.

Формационный спектр урановых проявлений, в той или иной мере связанных с ЧС, в Енисейской складчатой области достаточно разнообразен. Выявлены следующие рифейские формации: углеродисто-терригенная (вулканогенно-терригенная) с урановой и золото-урановой минерализацией в метасоматитах (березитах, гумбеитах и гидрослюдисто-карбонатных метасоматитах), а также углеродисто-кремнистая урановая в коренных породах и корах выветривания. Первая наиболее перспективная (месторождения Кедровое, Олень, Осиновское, Глухариное, Кременецкое и многочисленные рудопроявления). Урановое оруденение тяготеет к зонам ССН предпозднерифейского времени и характеризуется низкими содержаниями

урана, дискретностью распределения в рудных полях, небольшими запасами месторождений.

Алтае-Саяно-Монгольская (Алтае-Саянская) складчатая область. В Алтае-Саянской СО довольно широко распространены толщи с углеродистыми сланцами, в которых выявлено большое количество рудопроявлений урана и проявлений урановой минерализации (Голубев и др., 1981; Кочкин и др., 1988), хотя промышленно значимых объектов в связи с ЧСФ пока не выявлено.

Рассматриваемый регион включает северо-западные районы разновозрастных складчатых сооружений Восточного Саяна, центральную и западную части Тувы, Западный Саян, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию, Горный Алтай и часть Салаира, в которых выделяются три района с потенциально металлоносными на уран углеродсодержащими формациями: Окинский (68) с верхнепротерозойскими кремнисто-терригенно-карбонатными формациями; Кузнецко-Батеневский (63) с рифей-вендской терригенно-кремнистой с вулканитами формацией. В промышленном отношении определен Барзасский район (64) с девонской углеродистой терригенной формацией, содержащей одноименное месторождение горючих сланцев.

Ранее отмечалось (Б. Б. Голубев и др., 1981), что в региональном плане ураноносные черносланцевые толщи изучены еще очень слабо. Близкое геологическое строение с Казахстанско-Среднеазиатским регионом развития ураносодержащих ЧС позволяет говорить о предпосылках постановки целенаправленных прогнозно-тематических (поисково-оценочных) работ и на территории Алтае-Саянской складчатой области.

Предыдущими изысканиями выделены перспективные на уран площади, а в числе первоочередных для изучения отмечены районы, которые на карте показаны как площади распространения углеродисто-сланцевых терригенных формаций (УСФ) позднепротерозойско-раннепалеозойского возраста. В их числе Полянский (61), Широкологский (62), Мрасский (65), Кадринско-Баратальский (66) и Кош-Агачский районы (67).

Байкальская складчатая область. В ней распространены ЧСФ, обладающие высокой продуктивностью на благородные и цветные металлы (рис. 4.17). Выделен золоторудный Бодайбинский район (69) с рифейской углеродсодержащей терригенной формацией и Холоднинский район (70) с рифейской углеродистой карбонатно-терригенной с вулканитами формацией, содержащей одноименное полиметаллическое месторождение.

Байкальская СО представляет собой гигантскую дугообразную структуру, протянувшуюся от северной оконечности оз. Байкал до среднего течения р. Витим. Эта сложнопостроенная часть Байкальской горной страны образована структурно-вещественными комплексами с возрастом от архея и раннего протерозоя до венда–кембрия включительно, затронутыми процессами тектоно-магматической активизации в более молодые эпохи. Выделяется несколько основных структурно-формационных зон, сменяющих друг друга по латерали: Прибайкало-Патомская, Аkitканская, Чуйско-Тонодско-Нечерская и Мамско-Бодайбинская. Основная масса золоторудных месторождений в связи с ЧСФ сосредоточена в последних двух зонах, но преимущественно в Мамско-Бодайбинской.

Особенности развития территории в рифее и венде реконструировались многими геологами (С. К. Соколов, 1992; Г. С. Гусев и др., 1992; А. И. Иванов и др., 1995; Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, 1998; Л. М. Парфенов и др.,

1998; Г. Л. Митрофанов, 2006; В. А. Макрыгина и др., 2007; А. М. Станевич и др., 2007; и мн. др.). Комплексы пород с ЧС, включающие основные промышленные золоторудные объекты, формировались в несколько геодинамически различных этапов.

В раннем протерозое и начале рифея регион развивался в режиме пассивной континентальной окраины с преимущественным накоплением осадочных пород, а в Ачитканской СФЗ – с существенным содержанием в разрезах вулканитов. В раннем рифее сформировался пояс палеоподнятий древнего основания (Чуйское и др.), что привело к дифференциации шельфа по глубинам и разделению его на внутреннюю и внешнюю (с прилегающим «континентальным» склоном) области. Во внешней зоне происходило накопление терригенных и карбонатно-терригенных углеродсодержащих толщ, мощность которых постепенно возрастает от внутренних районов шельфа к его склону. Существенное значение при этом имеет система глубоких рифтогенных прогибов, которые особенно контрастно выражены в нижней части рифейского разреза. Так, в пределах палеоподнятий рифтогенез сопровождался накоплением терригенных толщ с вулканитами и железистыми кварцитами (пурпильская и медвежевская свиты). Именно рифтогенез, по мнению многих исследователей, способствовал возникновению на шельфе и континентальном склоне относительно глубоководных впадин (трогов), благоприятных для накопления углеродистых толщ с первичной сульфидно-благороднометалльной минерализацией.

В позднем рифее – венде указанные выше структурно-формационные зоны перешли в режим задугового бассейна, где продолжалось накопление мощных углеродистых терригенных и терригенно-карбонатных формаций. В разрезах появляется туфогенный материал, количество которого возрастает в южном направлении. Продукты извержений поступали в бассейн островодужной системы, которая располагалась в соседней с юга Байкало-Муйской зоне, где, возможно, сохранились и реликты океанической (?) коры (т. н. офиолитовая ассоциация). В сопряженном с этой системой Бодайбинском глубоководном прогибе (в современной структуре это одноименный синклиний) накапливались преимущественно турбидитные флишоидные толщи. Этот флишоидный прогиб, возможно, смыкался с Олоkitской рифтогенной структурой (в составе Байкало-Патомской структурно-формационной зоны), где углеродистые с вулканитами формации рифея включают уникальное Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение.

Золоторудные месторождения (золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые) локализуются в двух основных стратиграфических интервалах разреза [Минерагения ... , 1998] – нижнепротерозойском и верхнерифейском, а рудопроявления и мелкие месторождения рассредоточены по всему нижнепротерозойско-вендскому комплексу пород.

Оруденение первого интервала (михайловская свита) пространственно сближено с разновозрастными вулканогенно-осадочными толщами, вмещающими железорудные месторождения Витимского рудного района (медвежевская), и представлено месторождениями Чертово Корыто и Юбилейное золото-сульфидно-кварцевой формации. Рудные залежи локализованы в толще ритмичнослоистых глинисто-углеродистых сланцев и метапелитов верхней части углеродистой песчано-сланцевой формации нижнего протерозоя.

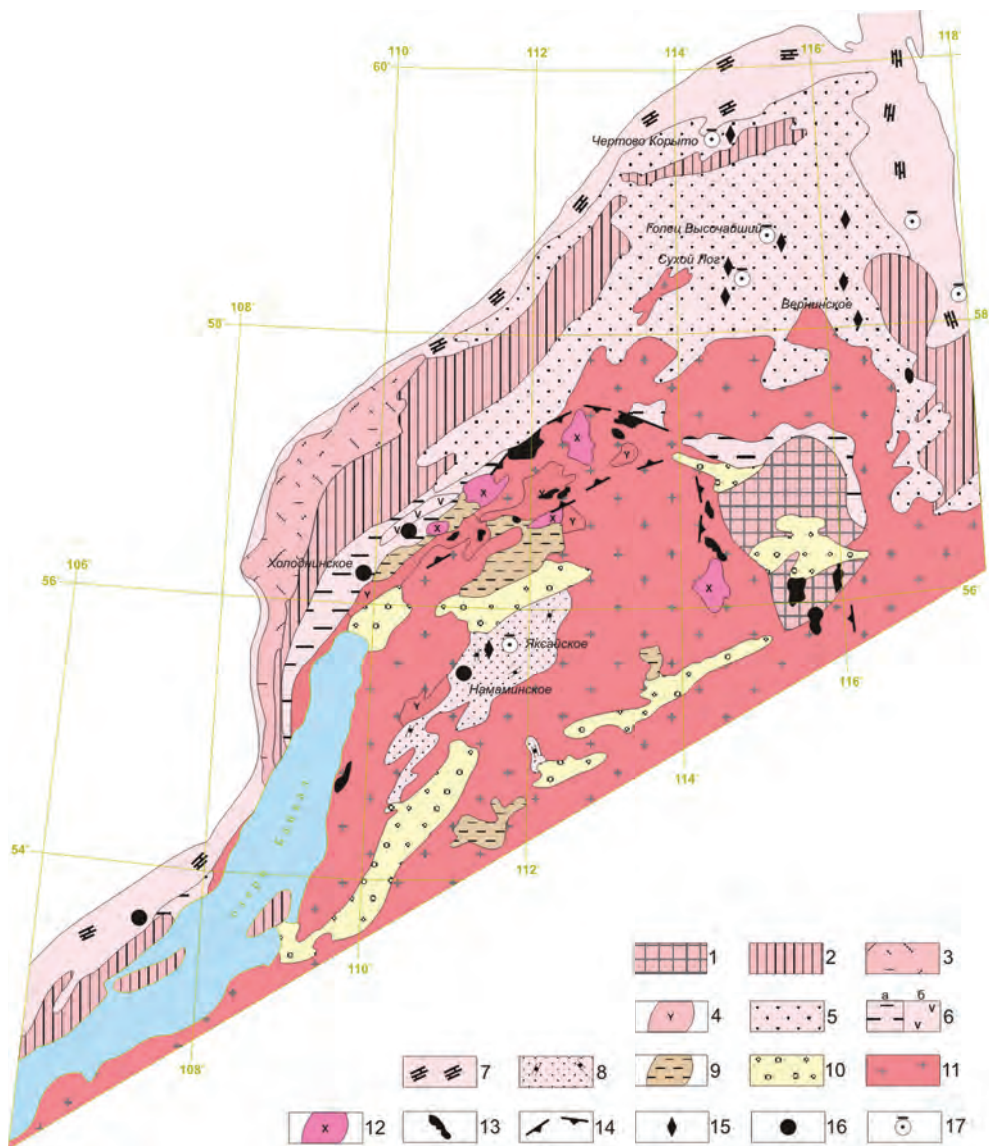


Рис. 4.17. Схема размещения месторождений и рудопроявлений в стратиформных комплексах Байкало-Витимского складчатого пояса [Минерагения ..., 1998]

1 – нерасчлененные архей-протерозойские ФК Муйской глыбы; 2 – комплекс архей-нижнепротерозойского сиалического фундамента (гранито-гнейсы, гнейсо-граниты, амфиболиты); 3 – нерасчлененные формации Аkitканского вулканоплутонического пояса нижнего (?) протерозоя; 4 – ФК фемического фундамента нижнего (?) протерозоя; 5 – ФК нижнего – верхнего рифея внешнего шельфа пассивной окраины (Мамско-Бодайбинской), в том числе вулканогенно-осадочные с формациями железистых кварцитов, углисто-терригенно-флишиоидные (черносланцевые) с месторождениями и рудопроявлениями золоторудной формации; 6 – ФК нижнего – верхнего рифея задуговых бассейнов (а) и островных дуг (б) Олокито-Делюн-Уранского прогиба, в том числе вмещающие месторождения и рудопроявления колчеданно-полиметаллической рудной формации в черносланцевой толще,

На месторождении Чертово Кoryто рудные концентрации формировались в три этапа. Первичная сингенетичная рассеянная вкрапленность сульфидов в результате последующих метаморфогенных процессов подверглась частичной регенерации, перекристаллизации и перераспределению. В составе руд широко развиты пирит, арсенопирит, кварц; их сопровождают галенит, халькопирит, пирротин, сфалерит. Промышленные концентрации золота формировались на заключительных стадиях рудообразования и предположительно связаны с внедрением гранитоидов. Рудные тела представлены пологозалегающими согласно со слоистостью жильно-прожилковыми зонами различной мощности.

Оруденение второго стратиграфического интервала распределено по всему разрезу верхнего рифея и связано с отложениями, формировавшимися во впадинах задугового (окраинно-шельфового) бассейна. Промышленные месторождения золота (Сухой Лог, Голец Высочайший и др.) входят в состав издавна известной Ленской золоторудной провинции. Основное оруденение (хомолхинская и имняхская свиты) приурочено преимущественно к углеродистым алевро-песчаным и алевро-глинистым породам с подчиненной долей карбонатных и углеродистых глинисто-карбонатных фаций. Углеродистые толщи содержат сингенетичную послынную тонкозернистую вкрапленность сульфидов, в основном пирита, арсенопирита и пирротина в парагенезе с халькопиритом, сфалеритом и галенитом. На этом фоне выделяются послынные зоны повышенной и высокой (до 10%) сульфидной минерализации.

Месторождение Сухой Лог в морфологическом плане представляет собой серию жильно-прожилковых субпослойных зон, локализующихся среди флишеидной толщи, представленной переслаивающимися углеродистыми глинисто-алевритовыми, глинисто-песчаными и карбонатно-песчаными породами мощностью до 1000 м и более.

Содержание золота в пределах таких зон относительно невысокое (первые г/т), но местами может достигать сотен граммов на тонну. Большая часть золота заключена в пирите. Запасы Сухоложского рудного поля по категориям $A + B + C_1 + C_2$ составляют почти 1030 т, а также прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ 182 т с флангами рудного поля, включая месторождения Радостное и Западное (Л. Б. Макарьев, 2006).

свинцово-цинковые стратиформные в рифогенной карбонатной толще, проявления платины в черносланцевой толще, проявления фосфоритов в терригенно-карбонатной толще; 7 – ФК рифея внутреннего шельфа пассивной окраины Прибайкало-Патомского прогиба, в том числе вмещающие стратиформные месторождения свинца и цинка в рифогенной карбонатной толще, проявления колчеданно-полиметаллических руд и платиноидов в черносланцевой толще; 8 – ФК рифея–венда окраинных морей Котерского прогиба, в том числе вмещающие рудопроявления золото-сульфидной рудной формации в черносланцевой толще, платиноидов в черносланцевой толще, колчеданно-полиметаллической в черносланцевой толще; 9 – молассоидные ФК венда–кембрия, в том числе вмещающие месторождения марганцевой рудной формации; 10 – ФК рифтогенных впадин мезозойско-кайнозойского и неоген-четвертичного возрастов; 11 – нерасчлененные формации гранитоидов; 12 – нерасчлененные формации сиенитов, в том числе вмещающие месторождения калийно-глиноземистого сырья (сынныриты); 13 – нерасчлененные базит-гипербазитовые формации, в том числе вмещающие медно-никелевые месторождения; 14 – границы зон развития офиолитового комплекса (по Г. С. Гусеву и В. Е. Хаину); 15–17 – месторождения и рудопроявления разных рудно-формационных типов в черносланцевых толщах: 15 – золото-сульфидные и золото-кварцевые, 16 – колчеданно-полиметаллические, 17 – платиноидов

Руды месторождения технологичны, но извлекаемость золота не превышает 89%. Ведутся исследования, направленные на повышение извлекаемости и получение из руд, наряду с золотом, также МПГ.

Золоторудные месторождения региона в связи с черносланцевыми толщами образуют единый конвергентный ряд полигенно-полихронных образований, включающих, как правило, этап первичного рудонакопления как в рассеянной, так и в концентрированной форме с последующим преобразованием и трансформацией рудного вещества в зависимости от конкретной геологической истории развития региона.

На большинстве золоторудных месторождений, связанных с ЧСФ, золото, как правило, сопровождается платиноидами. По данным Л. Б. Макарьева (1994) и других исследователей, в золоторудных месторождениях Бодайбинского района выявлены повышенные концентрации платиноидов. В частности, при средних содержаниях платины в рудовмещающих черносланцевых толщах 0,01–0,04 г/т наблюдаются зоны, где они достигают 0,1–0,4 г/т. Преобладают концентрации в форме микропримесей и микровключений в пиритах различных генераций и морфологических типов.

В Бодайбинском районе среди пород углеродистой песчано-алевро-сланцевой формации среднего рифея Л. Б. Макарьевым выявлено *Бульбухтинское проявление платины и иридия*. Рудовмещающие породы – углеродистые алевролиты и филлитовидные сланцы, насыщенные пирит-халькопиритовой вкрапленностью. Геохимические ореолы этого проявления отличаются повышенными содержаниями золота, серебра, мышьяка, меди, молибдена и ванадия. Оруденелый горизонт прослежен на расстояние до 10 км. Пунктирным опробованием (65 проб) околонурана рудоносная залежь мощностью около 250 м; в её средней части выделен 75-метровый горизонт с содержанием иридия от 1,7 до 2,6, платины от 1,0 до 1,8 и золота до 1,7 г/т.

Учитывая большую площадную распространенность углеродистых пород и слабую их опробованность, в данном районе можно ожидать выявления объектов с промышленными скоплениями благороднометаллических руд [Минерагения ... , 1998].

Помимо Сухого Лога, в Бодайбинском районе известно большое количество мелких месторождений золота жильного и жильно-прожилкового типов, относящихся к золото-кварцевой и золото-сульфидной формациям. Многие из них разведаны, но не освоены. Главным здесь остается россыпное, более легкодоступное золото, которое и сейчас ежегодно извлекается в количестве до 10–11 т [Недра России, 2001].

Золоторудные проявления выявлены и во внутреннем поясе байкалид – Котерской зоне. По данным Э. Г. Конникова и др. (2004), они приурочены к углеродистой карбонатно-терригенной флишоидной с эффузивами няндонинской свите и к карбонатной с углеродистыми горизонтами баргузинской свите рифейского возраста, формировавшимися в преддуговом (?) бассейне. Намечены три типа углеродистых пород с повышенным содержанием золота и МПГ: два из них локализируются в сланцах с рассеянными (до 7%) и густовкрапленными прожилковыми (25–50%) сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит); в них содержится золото 0,2–0,5, платина 0,1, палладий 0,1 г/т. Третий тип – тяготеющие к дайкам плагиигранитов штокверки (50 × 300 × 500 м) с кварц-сульфидным прожилкованием с золотом 0,4, платиной 0,046 и палладием до 0,12 г/т.

Другим районом распространения металлоносной ЧСФ является Олоkitский прогиб с Холоднинским колчеданно-полиметаллическим месторождением (рис. 4.18). Он выполнен средне-верхнерифейскими вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями (до 5000 м), которые характеризуются контрастной фациальной изменчивостью вкрест простирания – сопряжением шельфовых и глубоководных фаций.

В разрезе рудовмещающей формации выделяются две согласно залегающие толщи – нижняя черносланцевая (150–900 м) и верхняя кварцитовая (500–600 м). Нижняя толща состоит из четырех пачек (снизу вверх): переслаивающиеся графитсодержащие кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы и кварцито-песчаники; вторая – графитсодержащие кварц-слюдисто-карбонатные и слюдисто-доломитовые сланцы, известково-доломитовые породы, переслаивающиеся друг с другом и с пластами и линзами колчеданно-полиметаллических руд; третья – графитсодержащие кварц-слюдисто-карбонатные, слюдисто-известковистые сланцы, известковистые кварциты и слюдисто-кварцевые известняки с редкими прослоями колчеданных руд; последняя – графитсодержащие кварц-слюдистые сланцы с резко подчиненным количеством слюдисто-карбонатных сланцев. Сланцы нижней толщи содержат равномерную густую вкрапленность пирротина, которая, по-видимому, является продуктом метаморфизма рассеянных первичноосадочных сульфидов железа.

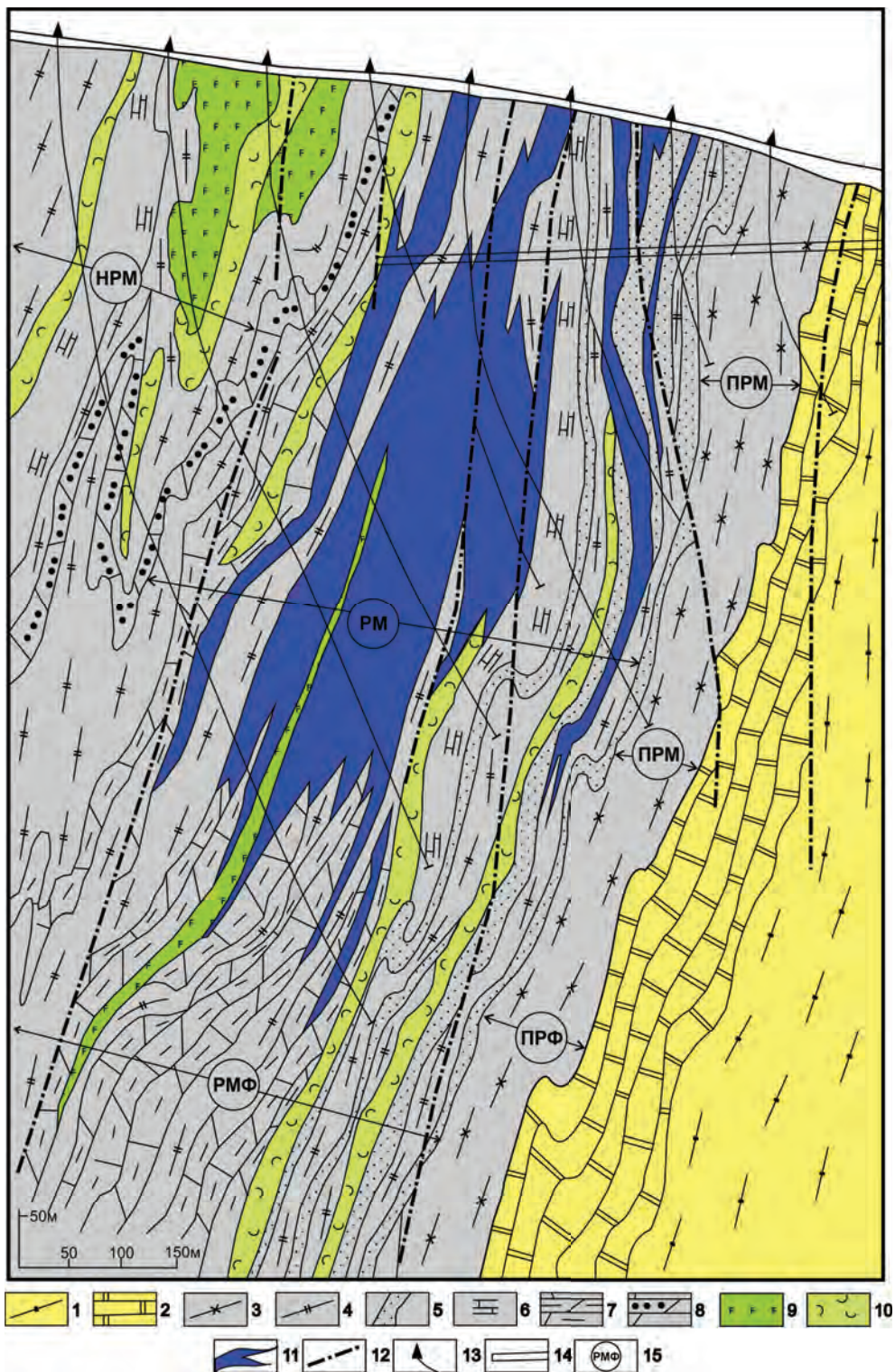
Кварцитовая толща представлена в основном равно- и разнозернистыми кварцитами с редкими прослоями графит-слюдистых сланцев, а также горизонтами гравелито-кварцитов. Для последних характерна отчетливо проявленная градационная слоистость.

Рудовмещающая глубоководная черносланцевая формация прослежена почти на 100 км вдоль юго-восточного борта Олоkitского прогиба в виде полосы с раздувами (до 1000 м) и пережимами (до 50–100 м), к которой и приурочено Холоднинское колчеданное свинцово-цинковое месторождение.

На месторождении распространены как первичные, так и слабо-окисленные свинцово-цинковые колчеданные руды. Окисление руд проявлено в виде узких линейных и карманообразных зон глубиной до 90 м на участках развития разрывных нарушений. Главные рудные минералы первичных руд – пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин; второстепенные – арсенопирит, теннантит, тетраэдрит. Нерудные – кварц, кальцит, доломит, графит, мусковит. По соотношению главных рудных минералов выделяются серно-колчеданные, колчеданно-свинцово-цинковые, цинково-колчеданные, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические.

По масштабам Холоднинское месторождение стратиформных свинцово-цинковых руд сопоставимо с такими крупными объектами, как Мак-Артур в Австралии, Салливан в Канаде и Ред Дог в США.

Черносланцевая формация Олоkitского прогиба перспективна и на платиноиды, которые выявлены в стратиформных колчеданно-полиметаллических рудных залежах в пределах Холоднинского района, а также в углеродистых филлитовидных сланцах вышележащей формации. Здесь в единичных штучных пробах из сульфидсодержащих горизонтов обнаружены повышенные содержания платины до 0,25 и палладия до 0,1 г/т. Возможно, что в Олоkitском прогибе могут находиться промышленно значимые объекты с благороднометалльным оруденением [Минерагения ... , 1998].



Наряду с МУСФ и пМУСФ, в Байкальской складчатой области выявлено большое количество терригенных УСФ локального распространения рифейского возраста с невыясненной минерагенической специализацией, по составу в основном глинисто-углеродистых: Привитимское (71), Мамаканское (72), Баргузинское (73), Прикотерское (74), Бодайбинское-I (75), Бодайбинское-II (76), Снежинское (79), Хамар-Дабанское-I (80), Хамар-Дабанское-II (81), Ангаро-Ленское (78).

Селенгино-Становая складчатая область. Выделены формации протерозойского и мезозойского времени накопления.

В протерозое выделена нижнеархейская карбонатно-терригенная с примесью глинистого материала формация (Сиваканская площадь, 85), потенциально металлоносная на золото и железо; УСФ локального распространения (82) верхнерифейского возраста с невыясненной минерагенической специализацией.

В мезозойское время в ряде депрессионных структур Селенгино-Становой СО происходило накопление горючих сланцев. Здесь находятся районы с промышленными месторождениями ГС: Гусиноозерский (83), Джидотойский (84). Вмещающие их ЧСФ имеют верхнеюрско-меловой возраст и терригенный состав.

Континентальные угленосные и сланценозные отложения выполняют небольшие по площади впадины, измеряемые десятками квадратных километров, залегающие в них практически горизонтально. Сланценосными в западной части региона являются верхнеюрские отложения и хольбоджинский горизонт нижнего мела, в восточной части тургинская свита нижнего мела. Мощность продуктивных отложений от 15–20 до 100 м. Пласты ГС (один-три в пределах месторождения) имеют сложное строение, а их мощность на разных участках изменяется от долей метра до нескольких метров, но может превышать и 10 м (на Тургинском до 20 м).

Несмотря на достаточно широкое распространение ГС в регионе, на основании проведенных геологоразведочных работ оконтурить площади развития сланценозных отложений не удалось даже в пределах известных месторождений, не удалось оценить масштабы сланценозности, особенности залегания, качество сланцев и т. п. Сланценозные отложения выполняют небольшие по площади разрозненные впадины, и трудно ожидать выявления здесь значительных компактно сосредоточенных запасов, обеспечивающих создание крупного сланцедобывающего комплекса [Месторождения горючих сланцев ... , 1988].

Рис. 4.18. Геологический разрез через центральную часть рудной залежи Холоднинского месторождения [Недра России, 2001]

1, 2 – породы подрудной формации: 1 – двуслюдяные сланцы и кварциты с гранатом, 2 – мраморы; 3–8 – породы рудовмещающей формации: 3 – графит-кварц-слюдистые сланцы с гранатом, 4 – графит-кварц-слюдистые и кварц-слюдистые сланцы, 5 – графитистые кварцито-песчаники, 6 – графит-кварц-карбонат-слюдистые сланцы (карбонатов 25–50%), 7 – графит-кварц-слюдисто-карбонатные сланцы (карбонатов 50–80%), 8 – графит-слюдисто-карбонатные песчаники; 9 – метагаббро-диабазы; 10 – метаморфогенно-метасоматические породы порфиروبластического облика; 11 – рудные залежи колчеданно-полиметаллического состава; 12 – разрывные нарушения; 13 – буровые скважины; 14 – штольня; 15 – буквенные обозначения в кружках – части рудного и окolorудного пространства: РМ – рудное, РМФ – рудное фланговое, НРМ – надрудное, ПРМ – подрудное, ПРФ – подрудное фланговое

Верхояно-Колымская складчатая область. В восточной части этого региона широко представлены терригенные ЧСФ перми, триаса и юры (включая т. н. черносланцевый пояс [Тектоника ... , 2001]) с высокой продуктивностью на Au, Ag, отчасти МПГ, а также на Sb, As, Hg, Pb и другие металлы.

Среди обширных полей развития ЧСФ выделены песчано-алевритово-глинистые углеродсодержащие толщи с золоторудными объектами. Среднеянский район **88** развития отложений туогучанской свиты верхней перми преимущественно глинистого состава, в котором выделяются Куларская (**88а**) и Мастахская (**88б**) перспективные площади. Яно-Индибирская зона **89** распространения средне-верхнетриасовых отложений терригенно-глинистого состава включает перспективные Усть-Куйгинскую (**89а**), Кючусскую (**89б**) (месторождение золота Кючус и др.), Полярник-Ирюнджинскую (**89в**), Сохско-Балаганахскую (**89д**), Тарын-Юряхскую (**89е**) площади и Адыча-Тарынский район (**89г**) (золото-сурьмяные месторождения Сарылах, Ким). Зоны распространения терригенно-глинистых пермских отложений Южно-Верхоянская и Аян-Юряхская зон с Нежданской (**95а**) и Омчакской (**96а**) площадями (месторождения золота Наталка, Павлик, Нежданское).

Омчакская площадь в минерагеническом аспекте соответствует Яно-Колымской складчатой системе [Рудные узлы ... , 2001]. На этой площади выявлены два крупных (Наталка, Павлик) и одно среднее (Омчакское) месторождения золота, а также более 10 промышленных россыпей золота. Рудный узел ограничен системами разрывных нарушений и включает блок с терригенными, вулканогенно-терригенными, часто углеродсодержащими пермскими отложениями флишоидного облика. Последние прорваны многочисленными дайками лампрофиров и альбитофиров мелового возраста. Рудные поля представлены жилами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации среди указанных отложений. Для руд характерны повышенные содержания серебра, мышьяка, вольфрама, свинца и цинка; выявлены также повышенные содержания МПГ (платина 0,5–1,7, палладий 0,3–0,6 г/т). Оруденение относится к золото-кварц-сульфидной формации. Месторождения контролируются крупными региональными разрывными структурами, затрагивающими кристаллический фундамент мезозой и реализованными в верхнем структурном этаже в виде многочисленных субпараллельных или веерных минерализованных зон дробления и смятия пород. Формирование оруденения протекало достаточно длительно в обстановке меняющихся тектонических напряжений и тепловых потоков, начиная с раннего мезозоя и завершаясь в позднем мелу – палеогене. Ряд признаков указывает на полигенный и полихронный характер рудных объектов [Недра России, 2001].

Основная масса золота связана с ранней сульфидизацией катаклазированных и рассланцованных терригенных высокоуглеродистых пород, на которые позднее наложилась золото-кварц-сульфидная минерализация в виде жил и жилообразных тел как в породах минерализованных зон, так и за их пределами. Концентрация золота в прожилково-вкрапленных сульфидных рудах низкая (первые граммы на тонну) и тесно связана с пиритом и арсенопиритом. В собственно жильных телах золото более крупное, тесно ассоциирует с блеклыми рудами, бурнотитом, джемсонитом, галенитом, сфалеритом, красными серебряными рудами, а концен-

трация его здесь может достигать нескольких десятков граммов на тонну. Именно жилы и жильные залежи дали толчок более полувека назад для освоения месторождения Наталка (рудник Матросова). Прогнозные ресурсы МПГ при среднем содержании 1,5 г/т на месторождении оценены в 75, а с учетом всего рудного поля (три месторождения) 240 т.

Нежданинская сланценосная площадь отвечает одноименному рудному узлу [Рудные узлы ... , 2001]. Он приурочен к осевой части флексуры, ограниченной разрывными нарушениями, в которой представлены терригенные углеродсодержащие породы перми, прорванные дайками лампрофиров и диоритовых порфиров. Одноименное золоторудное месторождение представлено зонами прожилково-вкрапленного оруденения, которые приурочены к субмеридиональным поясам тектонитов, часто с содержанием углерода, на 50–60% превышающим его концентрацию во вмещающих породах. Отмечается, что процесс рудообразования был многостадийным. Наряду с золотом руды содержат повышенные концентрации серебра, мышьяка, свинца, цинка, металлов платиновой группы.

Нежданинское месторождение по многим признакам схоже с золоторудными объектами Омчакской площади. Это объясняется наложением раннего магнезиально-железисто-карбонатно-углеродистого объемного метасоматоза и поздних локальных березитовых метасоматитов на углеродистые и сульфидно-углеродистые терригенные отложения верхоянского комплекса в шовных зонах динамометаморфизма. Выделяются две модификации рудных образований – ранние объемные прожилково-вкрапленные углеродисто-железосульфидные с заметной мышьяковистостью и сурьмянистостью и несколько более поздние жильные (согласные и секущие) золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые с богатым золотом и легкообогатимыми рудами. Обе модификации в разных пропорциях постоянно присутствуют на рудных объектах обеих площадей. Рудные месторождения здесь многие годы являются объектами устойчивой отработки. Для Яно-Колымской складчатой системы золоторудные объекты характеризуемого типа являются главными поставщиками коренного золота и определяют стратегию долгосрочного развития его минерально-сырьевой базы. Коренные месторождения золота в связи с ЧСФ сопровождаются также россыпным золотом.

Наряду с месторождениями лито-халькофильного золото-редкометалльного типа в связи с ЧСФ, в Верхояно-Колымской области развиты ЧСФ с золото-сурьмяно-ртутным оруденением [Рудные узлы ... , 2001] халькофильного сульфидно-полиметаллического типа. В частности, типичными их представителями являются Усть-Куйгинский и Кючюсский рудные узлы с сурьмяно-ртутно-золоторудным оруденением. Они расположены в пределах Нижне-Янской и Сартангской продольных шовных зон смятия среди терригенных черносланцевых пород. Ведущей минерализацией на этих объектах являются месторождения и проявления золотосодержащей сурьмяно-ртутной карбонат-аргиллизитовой или пропилит-аргиллизитовой формации, возникшей, по всей видимости, в ходе рифтогенных процессов (В. И. Бергер, 1990). На некоторых объектах отмечается также более ранняя минерализация золото-мышьяковой карбонатно-березитовой формации с сурьмой и ртутью.

Допускается, что все объекты восточного пояса с коренным золотом суть производные различных стадий единого рудообразующего процесса позднемезозойско-палеогенового возраста [Рудные узлы ... , 2001].

Сульфидизация горных пород, как черных сланцев, так и родственных им образований, в своем распространении подчиняется метаморфическим поясам и зонам. По данным геолого-поисковых работ, на Северо-Востоке России выявлено более 600 зон сульфидизации, из них в главнейших золотоносных провинциях распространения ЧСФ — Колымской и Чукотской — соответственно 121 и 96 зон. Размеры большинства из них не определены, но протяженность некоторых из изученных достигает первых десятков при ширине до нескольких километров (П. В. Бабкин и др., 2001). Среди сульфидов преобладает пирит, присутствуют также пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит и др. Их общее количество обычно составляет первые проценты, изредка достигая 25–30% объема породы. Данные о золотоносности очень скудные, а относительно половины зон вообще отсутствуют. В сульфидизированных и окварцованных породах содержится золота от десятых долей до 1,2 (Чукотский пояс) и 2–3 г/т (Яно-Колымский пояс). В пирите содержания золота весьма неравнозначны: от ничтожных до 300 г/т и даже до 1 кг/т.

Кроме рудоносных черносланцевых формаций выделяется протяженный (около 2000 км) пояс развития углеродсодержащих отложений от хр. Хаара-Улах на севере до низовий р. Юдома на юге (прил. 4.1). Основными стратиграфическими интервалами их локализации являются рифейские карбонатно-глинистые с примесью терригенного материала отложения Кыллахской зоны (92); слабобитуминозные аргиллиты иниканской свиты нижнего–среднего кембрия Алдано-Майской зоны (93) с редкими пластами ГС; терригенные толщи с преобладанием глинистых и кремнисто-глинистых пород нижнего и среднего карбона хребтов Сетте-Дабан (94) (А. П. Кропачев и др., 2004), Орулган (87а) и Хараулахского (86); нижнепермские терригенные отложения Западно-Верхоянской зоны (87); триасовые и юрские отложения Туостахского (90) и Чаркынского (91) преимущественно глинистого состава.

Все перечисленные районы распространения ЧСФ, кроме одного, относятся к категории УСФ, т. е. формаций с невыясненной минерагенической характеристикой. Только в районе Алдано-Майской зоны формацию можно причислить к ГСФ.

Верхояно-Колымская складчато-надвиговая область с рудным и россыпным золотом — один из важных геолого-экономических регионов в нашей стране.

Чукотская складчатая область. Здесь выделен Майский сланценосный район (97) с углеродсодержащей песчано-алевритово-глинистой с вулканитами формацией триасового возраста, к которой приурочено одноименное крупное золоторудное месторождение Майское. Оруденение связано с минерализованными зонами дробления и расщепления с жилами и зонами прожилкования в гидротермально измененных породах (окварцевание, каолинизация, графитизация) с прожилково-вкрапленными арсенопиритом, антимонитом и сульфосолями. Золото тонко распылено в сульфидах; средняя его концентрация в промышленных рудах 10 г/т [Недра России, 2001].

По данным А. К. Константинова (2005), Майское месторождение приурочено к купольному поднятию, прорванному дайками магматических пород, в узле сочленения крупных разломов в основном субширотного и субмеридионального направлений. С ранним этапом рудообразования связано формирование редкометалльной оловянно-вольфрамовой мине-

рализации, со вторым – основного золото-мышьяково-сурьмяного оруденения с более поздним образованием кварц-антимонитовых жил с видимым золотом. Оруденение принадлежит к золото-сульфидной формации.

Вблизи Майского месторождения расположены промышленные россыпи золота. Чукотская провинция характеризуется значительными прогнозными ресурсами золота [Недра России, 2001], находящимися в том числе и в парагенезисе с ЧСФ.

Охотская складчатая область. Включает ряд площадей развития УСФ: Кроноцкую (98), Удовскую (99), Колпаковскую (100), Анадырскую (101). Углеродисто-сланцевые толщи региона – это ЧСФ с нераскрытым минерогеническим потенциалом; они нуждаются в дальнейшем исследовании.

Амурская складчатая область. Выделены верхнеюрско-нижнемеловая ГСФ (Харанорский район 102) и металлоносная формация палеозойского (?) возраста терригенного состава с примесью глинистого материала (Селемджинский район 103). В Сихотэ-Алинской СС в связи с ЧСФ мезозойского возраста установлен целый ряд рудных объектов: промышленные месторождения бор-полиметаллических руд – Дальнегорское в пределах одноименной площади (109) с металлоносной углеродсодержащей терригенной формацией и золота – промышленное Глухое месторождение (Глухая площадь (104), а также сланценозные площади сходной геологической позиции – Дидбиранская (106), Холанская (107) и другие с потенциально металлоносными углеродсодержащими терригенными формациями). Указанные площади отвечают рудным узлам (по Е. В. Плосцеву), которые сформировались «в результате совмещения осадочно-дислокационных и плутоногенных обстановок» [Рудные узлы ... , 2001]. В их геологическом строении принимают участие песчано-алевритовые толщи мелового возраста, прорванные мелкими штоками и дайками диоритов и гранитоидов позднего мела. На ряде площадей предполагается присутствие скрытых интрузий. Месторождения золота в этих рудных узлах относятся к березитовым золото-кварц-сульфидной и золото-сурьмяной формациям в поле развития мезозойских ЧСФ.

Глухая площадь находится в Центрально-Сихотэ-Алинской мегазоне, а другие рудные узлы (сланценозные площади) – в Приамурской мегазоне. Месторождение Глухое, по мнению Н. Ф. Костерева, М. Д. Рязанцевой и др. геологов, принадлежит к штокверковому типу в терригенных черносланцевых комплексах. По запасам оно относится к категории крупных [Рудные узлы ... , 2001].

Наряду со стратиформными ЧС в регионе выделяются эндогенные «черные сланцы», которые формировались вдоль каналов миграции азот-углеводородного флюида, тогда как стратиформные ЧС суть продукт эксгалационно-осадочного процесса. Предполагается возможное участие в формировании тех и других «сланцев» глубинных восстановленных флюидов, приносящих углеводороды и металлы [Томсон и др., 1993, 2001]. Характерно повсеместное присутствие пролювиально-аллювиальных россыпей золота, что, по нашему мнению, с большой вероятностью указывает на возможность наличия в ЧСФ промышленных его коренных месторождений.

Дальнегорский рудный узел халькофильного бор-полиметаллического типа приурочен к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканическому поясу [Рудные узлы ... , 2001]. Рудоносность территории определяется крупными месторождениями свинца и цинка скарного и жильного типов, дающих до 40% объема их добычи в России, и Дальнегорским месторождением

датолитовых скарнов (100% добываемого бора России). Присутствуют также проявления золота, сурьмы, олова, меди, молибдена, вольфрама и некоторых других элементов. Для рудных районов Южного Приморья характерно присутствие углеродистых пород в зонах дробления, смятия и рассланцевания, которые рядом исследователей рассматриваются как титан-углеродистые или ильменит-графитовые метасоматиты, образовавшиеся в результате привноса углерода мантийным флюидом.

При сопоставлении состава углеродистого вещества в породах «осадочной рамы» и в «графитовых метасоматитах» тектонически нарушенных зон В. Ю. Алексеев с коллегами (2007) пришли к выводу, что по валовому составу, содержаниям элементов-примесей, изотопному составу углерода породы тектонизированных углеродсодержащих зон центральной части Дальнегорского рудного района не отличаются от мезозойских углеродсодержащих осадочных образований региона. Это значит, что и на Дальнегорском месторождении значительная часть пород из зон тектонитов представляет собой материал углеродистых пород осадочной рамы, т. е. ЧСФ. Это дает основание выделять этот район на карте ЧСФ России в качестве черносланцевого.

На характеризуемой площади углеродистые кремнистые и глинисто-кремнистые алевролиты и фтаниты верхней юры—нижнего мела переслаиваются с сургучно-красными яшмами, глинистыми кремнями, аргиллитами. Они длительное время сохраняли пластичность (Ю. Г. Волохин и др., 2003). Их прослои и пласты имеют мощность от нескольких сантиметров до 4–25 м. Для них характерны высокие содержания глинозема до 18%, сильное превышение калия 0,57–3,2 над натрием 0,01–1,1%; количество TiO_2 от 0,2 до 0,76%; $C_{орг}$ достигает 8,5%; отмечено обогащение (предельные концентрации в г/т): V 1300, Mo 180, Ag 10, Zn 890, Cu 490, Ni 350, As 200 г/т. Изотопный состав углерода меняется от 27,3 до 30,2‰ (Ю. Г. Волохин, 2005), что соответствует величинам в сапропелевом веществе морских отложений, в нефтях и битумах.

Известные в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы пМУСФ нуждаются в доизучении с целью полного раскрытия их минерагенического потенциала.

4.3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ

ЧСФ и связанные с ними продуктивные объекты сформированы в палеобассейнах различных палеогеодинамических типов. К сожалению, далеко не все палеообстановки их образования поддаются расшифровке. Геодинамические режимы докембрийских и глубокометаморфизованных палеозойских углеродистых толщ реконструировать зачастую невозможно. В них породы и самих ЧСФ, и вмещающих их толщ так изменены последующими наложенными процессами, что от первичных их генетических особенностей почти ничего не сохраняется. В первую очередь это касается формаций щитов крупных палеоконтинентов и выступов докембрийского фундамента микроконтинентов. Далекое не однозначны геодинамические

реконструкции некоторых участков складчатых систем. Напротив, для фанерозойских формаций по набору ряда типовых признаков в большинстве случаев удается восстановить вид палеобассейна, где они формировались. С учетом этих оговорок и была проведена типизация ЧСФ по их геодинамическому положению.

Разные типы геодинамических режимов объединены в три группы: внутриплитные, дивергентные и конвергентные. В отдельную группу выделены щиты древних платформ и выступы архейско-нижнепротерозойского фундамента микроконтинентов, среди которых с долей условности обособляются рифтогенные палеобассейны.

Щиты древних континентов и выступы фундамента микроконтинентов

В архейских (AR_2) формациях **20, 21 (21a–в), 22, 28, 29, 296, 51, 71, 85** углеродсодержащие породы встречаются обычно в виде прослоев и пластов, заключенных в толщи других глубокометаморфизованных пород (на Балтийском щите, например, в лопии – AR_2lp). Геодинамическая позиция весьма неоднозначна. В таких толщах, мощность которых может достигать километров, доля углеродсодержащих пород составляет от 1,5–2 до 10%, изредка больше. OB в них трансформировано в графит, содержание которого не превышает обычно первых процентов, но иногда доходит до 10%. В минерагеническом отношении характеризуемые формации «сохраняют» лишь те полезные компоненты, которые «выживают» при высоких ступенях метаморфизма (в первую очередь железо и графит). С другой стороны благодаря наличию пластов, обогащенных OB , эти формации благоприятствуют возникновению сорбционных и восстановительных барьеров, в связи с которыми в более поздние эпохи в определенных структурных зонах может накапливаться ряд металлов – уран, золото, медь и др.

Значительная часть нижнепротерозойских (PR_1) в разной степени метаморфизованных черносланцевых формаций **23, 25, 26, 27, 28** по геодинамической позиции отнесена нами к рифтогенным, которые в современных структурах сохраняются обычно в виде синклинорных или грабен-синклинорных шовных зон. Обоснование такой их позиции можно найти в работах ряда исследователей ([Феоктистов и др., 1997; Чернышов, 2004]; В. В. Куликова, 1999; Н. Н. Трофимов, А. И. Голубев, 2003; и др.). Высказываются предположения о наличии черных и белых курильщиков в составе некоторых осадочновулканогенных (в том числе и черносланцевых) серий PR_1 рифтогенных структур (В. В. Куликова и др., 2000). Углеродистые породы формаций более разнообразны, чем архейские. Общая их составляющая в разных толщах от первых до 20–25%, а содержание углерода в них от долей до нескольких процентов. Наиболее значительные накопления углерода приурочены к людиковийскому горизонту Балтийского щита, с которым связаны известные месторождения и проявления шунгита. В таких породах содержания углерода может превышать 90%.

Представителем рифтогенных палеообстановок щитов является ЧСФ Онежского прогиба, выполненного осадочно-вулканогенной формацией заонежской свиты (серии) с Падминским районом ураново-редкометалльно-ванадиевых рудных объектов.

Минерагенический потенциал формаций $AR-PR_1$ широк: Cu, V, Co, Ni, U, Au и др. – на Балтийском щите; $Au-Pt$ оруденение с $Cu, Ni, Cr, Zr,$

TR и др. – в Воронежской зоне; Au, Be, Sn, Pb, Th, V – на Енисейском кряже (Уволгинско-Кедровская площадь 52).

Терригенные углеродистые формации условно PR₁ возраста в выступах фундамента Буренинского и Ханкайского массивов (32, 33) из-за недостатка данных отнесены к той же группе, что и формации AR₂; они перспективны на урановые руды.

Бассейны внутриплитных обстановок

Для геодинамических обстановок данной группы характерны огромные по площади бассейны с накоплением черносланцевых (в том числе горючесланцевых) пластов и толщ с высокими и повышенными содержаниями ОВ; описание их имеется во многих работах [Страхов, 1961; Матвеев и др., 1975; Геологическое ... , 1986; Геология ... , 1968; Юдович, Кетрис, 1988; Смыслов и др., 1996; и мн. др.].

Издавна известны кукерситы (O₃) и диктионемовые сланцы (O₁) Прибалтийского бассейна (район 1). Последние, кроме высокого содержания керогена (4–20%), регионально ураноносны, отличаются повышенными содержаниями V, Mo, P, Pd и других сопутствующих элементов [Михайлов и др., 2006] что, вероятно, обусловлено тектонической активизацией региона. Она устанавливается по присутствию в породах туфогенного материала, проявлениями рудной минерализации и другим признакам восходящих флюидных разгрузок (Я. Э. Юдович, Г. А. Беленицкая, В. Г. Колокольцев и др.).

Период активизации отчетливо проявился в позднем девоне на восточном крае Русской платформы, где сформировались системы подводных некомпенсированных прогибов (Тимано-Печорский регион, Камско-Кинельская система Предуралья и др.). В этих прогибах на обширных площадях накапливалась относительно маломощная (обычно 20–70 м) преимущественно кремнисто-карбонатно-глинистая битуминозная толща с многочисленными горизонтами горючих сланцев (бассейн 9, районы 9а и 9б), известная как доманиковая формация [Страхов, 1962; Геология ... , 1968; Юдович, 1988 и др.]. Активизация была обусловлена конвергентными (субдукционными) процессами, происходившими в Уральском палеоокеане при сближении островодужных террейнов (Тагильского и др.) с пассивной окраиной платформы. Кроме того, в пределах бассейна 9 перспективны на сланцевое сырье нижнекаменноугольные отложения.

К категории активизированных внутриплитных образований авторами отнесен куонамский бассейн E₁₋₂ (ботомско-амгинского) возраста восточной части Сибирской платформы (18, 18а, 18б, 14) с горизонтами горючих сланцев в битуминозной (типа доманикоидной) глинисто-карбонатной формации мощностью 30–55 м [Бахтуров и др., 1988], формировавшейся в обстановках глубоководного (до 600 м, возможно и более) шельфа. Высокие содержания в породах C_{орг} (в отдельных пластах ГС до 30–35%) сопровождаются концентрациями Re, V, Ga, Se, Mo и других элементов, превышающих кларковые в десятки, а порой и в сотни раз. К краевой восточной части куонамского бассейна приурочены горизонты желваковых фосфоритов. Образование глубоководной впадины связано с активизацией рифтогенных процессов в Верхоянской «геосинклинали», а также, возможно, с влиянием т. н. трансконтинентального рудоносного тренда, выделенного относительно недавно в фундаменте Сибирской платфор-

мы и прослеженного вдоль западной границы бассейна (В. М. Мишнин, В. С. Гриненко, 2004). В виде клина данная формация развита на северо-западе платформы, а также обнаружена в единичных скважинах под чехлом Западной Сибири [Конторович и др., 2008].

В северо-западной части Сибирской платформы в силуре (низы лландовери) широко развит горизонт битуминозных аргиллитов (мергелей) и горючих сланцев [Зинченко, 1982], к которому принадлежит Маймеча-Котуйский участок **14а**.

В режиме кратонного бассейна накапливалась ниже-среднетриасовая формация (**31**) углеродистых аргиллитов с пластами сланцев и битуминозных известняков на Омолонском микроконтиненте или массиве [Мингареев, Тучков, 1980].

В пределах Западно-Сибирской молодой платформы (**11**) хорошо известна углеродисто-терригенная формация баженовской свиты (J₃v–K₁b-h) – основная материнская толща для месторождений нефти и газа, а такжеместилище больших количеств урана [Плуман, 1971]. По данным бурения и геофизики, она прослежена и на акватории Карского моря. Кроме нее, в юре известны три горизонта с повышенными и большими содержаниями ОВ (от первых до 12%). Наиболее высокими значениями отличается морской тип разреза китербютского горизонта в районах к северу от Широкого Приобья (**12**), развитого почти так же широко, как и баженовская свита. Аналоги китербютского горизонта имеются также во всех северных прогибах Сибирской платформы и в Вилюйской синеклизе (**16**, **17**, **19**).

Широко развиты сланцевые горизонты в составе верхнеюрских глинистых отложений востока Русской плиты (районы **3**, **4**, **5**, **5а**, **5б**, **7**, **7а**, **7б**) [Геология ... , 1968], а также Тимано-Печорской и Баренцевоморской плит [Геология ... , 2004; Басов и др., 2009] (формации **6**, **6а**, **6б**, **8**). Сланцевые горизонты ВЕП обычно приурочены к толще средневожского подъяруса мощностью от нескольких до 100 м. Горизонты горючих сланцев (от десятых долей до 1,5–2 м, как исключение и более мощные), являющиеся собственно промышленным сырьем, обогащены различными металлами: в Волжском бассейне (**3**) – Se, Mo, Ag, Ge, Bi, V, Pb, V, Ti, Hg; в Сысольском районе (**5а**) – Mo, Cd, As, V, Zn, Ag, Cu, Ni, Co, P, Cr, Ba; в Яренском районе (**5б**) – Re, Cd, Mo, As, Zn, V, Ag, Ni, Cu, P, Ba, Cr, Sr; и т. д. Не исключено, что часть рассматриваемых формаций принадлежит к надрифтовым бассейнам.

Кимеридж-вожские «черные глины» (**8**) с высоким содержанием ОВ (Н. В. Устинов, И. Е. Покровская, 1994) глубоководного Баренцевоморского бассейна в Тимано-Печорском регионе (**6**) замещаются шельфовыми, преимущественно мелководными отложениями, включающими пласты горючих сланцев.

Наиболее молодой по возрасту является формация **10**, связанная с глинистыми отложениями олигоцена – раннего миоцена Майкопского бассейна. В нем выделяется Ергенинский промышленно рудоносный район (**10а**), где углеродистые глины с ископаемым ихтиодетритом являются ценным сырьем для получения урана, редких земель и фосфорных удобрений, а также специализированы на Sc, Mo, Co, Ni, Y. Отложения формировались на фоне внутриплитной активизации, обусловленной началом субдукции океанической коры Закавказья под Большой Кавказ.

Дивергентный геодинамический режим

Бассейны внутриконтинентальных рифтов. Внутриконтинентальные рифты можно подразделить на две группы: слабо или переработанные и, напротив, в разной степени трансформированные последующими процессами.

К первой группе можно отнести Калининградский **2** и Усть-Ильинский **29а** (к западу от Анабарского щита) районы. Первый является северо-восточным окончанием пермского цехштейнового бассейна Западной Европы и перспективен на золото, платиноиды и полиметаллы. Второй – один из рифейских рифтов Сибирской платформы, предвещающий синеклизную стадию формирования ее сплошного осадочного чехла. В аэорadioметрических полях рифт отчетливо трассируется ореолами повышенных содержаний урана, а также единичными урановыми рудопроявлениями в усть-ильинской свите.

К типу бассейнов активизированных частей континентальных плит, не переработанных складчатостью, относятся юрско-кайнозойские грабен-рифтовые структуры Забайкалья (**83**, **84** и **102**) с континентальным терригенным и вулканогенно-терригенным выполнением, в которых основными полезными ископаемыми являются горючесланцевые горизонты (кероген), а также пласты угля верхней юры–нижнего мела. Длительные периоды растяжения чередовались в этом регионе с кратковременными эпохами сжатия (О. В. Лунина и др., 2010).

Большинство других рифтогенных структур, где имеются горизонты ЧС, вмещают в разной степени метаморфизованные породы, обычно собранные в складки, которые осложнены разломами и надвигами.

На Урале и в Пайхой-Новоземельской складчатой системе на ранних этапах их развития (рифей – венд) преобладали обстановки внутриконтинентальных рифтов или перикратонного рифтогенного опускания (Докембрийские ... , 1986); [Зоненшайн и др., 1990; Пучков, 2000; и мн. др.]. Тогда на коре континентального типа накопились многокилометровые, преимущественно мелководные толщи отложений, впоследствии в разной степени преобразованные метаморфизмом и складчато-надвиговыми деформациями. Черносланцевые терригенные формации, сформированные в то время, часто ассоциируют с вулканогенными и карбонатными толщами и специализированы в основном на уран и золото (районы **35**, **36**, **37**, **38**, **41**, **42**, **44**, **45**, **46**).

В Енисейско-Протеросаянской складчатой области выделяются кратонные, офиолитовые и островодужные террейны [Схема ... , 2001]; их аккреция с западной окраиной Сибирской платформы происходила в течение рифея. Геологическая история региона более или менее надежно восстанавливается с рубежа около одного миллиарда лет [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003]; (И. В. Гордиенко, 2006). На отдельных этапах более ранней истории выделяются режимы, которые условно определяются как рифтогенные внутриконтинентальные (?), с ними часто ассоциируют черносланцевые формации. К ним нами отнесен район **53** с Олимпиадинским месторождением золота в углеродистой граувакковой формацией (кординская свита). Более достоверно – **60** с проявлениями благородных металлов, а также **59** – с углеродистой карбонатно-гнейсоамфиболитовой формацией (жайминская свита) с повышенными содержаниями U, Mo, Zn, V, Cu, Zr. Мощность формаций до 2500 м.

В Байкальской складчатой области в раннем протерозое и начале рифея образовывались углеродистые терригенные с конгломератами и вулканитами формации, связанные, возможно, с континентальным рифтогенезом (михайловская, медвежеская свиты с железистыми кварцитами, золоторудным месторождением Чертово Корыто и др.). Они вскрыты на поверхности в блоках фундамента Бодайбинской складчатой зоны.

Бассейны стабильных и активизированных пассивных окраин континентов и микроконтинентов. Пассивноокраинные бассейны континентов чрезвычайно благоприятны для формирования черносланцевых формаций, которые включают разнообразные по характеру рудоносности и по величине запасов месторождения и рудопроявления.

Пассивные окраины Восточно-Европейского кратона, Тимано-Печорской и Баренцевской платформ развивались на протяжении E_3-C_1 преимущественно в стабильном режиме, однако в D_2-D_3 проявился этап активизации, особенно отчетливо выраженный в позднем девоне и сопровождавшийся рифтогенезом, вулканической и гидротермальной деятельностью [Пучков, 2000; Схема ... , 2001; Тимонин и др., 2004]. На Урале в батиальной Лемвинской зоне до этапа активизации образовывались углеродистые формации, включающие железомарганцевую минерализацию, и перспективные на фосфориты – **39** (E_3-O_1 – покурейская свита; $O-S$ отложения с Парнокским Fe-Mn месторождением), **38** (D) и **43** (O_1-D_1). Верхнедевонская глубокоководная ЧСФ развита на юго-западе Новой Земли, а также прогнозируется в сопредельной Южно-Баренцевской впадине [Atlas ... , 2009].

Пассивноокраинными, переработанными последующими коллизионными процессами являются углеродистые флишеидные толщи рифея островов Северной Земли и северных районов Таймыра (**47**, **48**), которые некогда входили в состав материка Арктида [Зоненшайн и др., 1990]; они преимущественно золотоносны и перспективны на МПГ. Кембрийско-нижнекаменноугольные черносланцево-терригенно-карбонатные толщи гор Бырранга (районы **50б** и **50в**) принадлежат уже к пассивной окраине Сибирского кратона; с ними связаны многочисленные проявления урана. Аккреция Северо-Земельского и Сибирского кратонов произошла, по-видимому, в раннем карбоне.

В Алтае-Саянской СС к пассивноокраинным можно отнести углеродистые формации венда–нижнего кембрия (**68** и **63**). Формирование их в это время происходило на микроконтинентах, располагавшихся между островной дугой и Сибирским кратоном ([Зоненшайн и др., 1990]; Шенгёр и др., 1994; Н. Л. Добрецов, 2003). Наиболее крупные из них – Тувино-Монгольский и Томский континентальные массивы.

Обстановки пассивных континентальных окраин характерны для всей южной части Сибирского кратона. Следует в первую очередь назвать нижнепротерозойские углеродистые глинисто-метапесчаные толщи западной окраины Алданского щита с рядом рудоносных и перспективных золото-урановых объектов (**30а** и **30б**), связанных в основном с поверхностями ССН. Их относят к протоплатформенному чехлу Сибирской платформы и геодинамическим обстановкам пассивной окраины [Зоненшайн и др., 1990]. Имеется также точка зрения что это формации зрелых рифтов или авлакогенов [Феоктистов и др., 1997; Литогеодинамика ... , 1998]. Однако преимущественно олигомиктовый или мономиктовый (кварцевый) состав обломочных пород мощных терригенных толщ, а также вулканогенная

«стерильность» разреза заставляют сомневаться в такой трактовке их геодинамического положения.

Преимущественно в пассивноокраинных обстановках сформировались мощные (до нескольких тысяч метров) терригенно-карбонатные с черносланцевыми горизонтами толщи рифея Енисейско-Протеросаянской и Байкальской СО (формации **59, 60, 69, 70, 75, 76, 77, 78**) [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003; Литогеодинамика ... , 1998; и мн. др.]. Они перспективны на колчеданные руды, золото, МПГ, свинец, цинк, уран и некоторые другие виды полезных ископаемых. В отдельные этапы истории пассивная окраина подвергалась частичной деструкции; особенно значительным был рубеж около 730 (750–700) млн лет, примерно соответствующий распаду гипотетического континента Родиния. Часть исследователей считает, что рифейские толщи Енисейского кряжа формировались в режиме задугового бассейна (Конкин, Ручкин, 2000; [Схема ... , 2001] и др.). Однако такая позиция может быть принята только для этапа второй половины позднего рифея (750–600 млн лет). Исаковский островодужный террейн, входящий в состав Енисейской мегазоны, сформировался вдали от окраины Сибирского континента [Зоненшайн и др., 1990]; их сближение и столкновение произошло лишь в позднем рифее. Оно сопровождалось образованием татарского комплекса гранитов с возрастом 680–630 млн лет (В. А. Верниковский и др., 2007), а позднее формированием молассоидных толщ, лежащих с угловым несогласием на подстилающих отложениях. Примерно так же происходило развитие Бодайбинской пассивной окраины и сопряженного с ней по тектоническому шву Байкало-Муйского островодужного блока (И. В. Гордиенко, 2006).

Вероятно, в пассивноокраинных обстановках накапливались палеозойские углеродисто-терригенные зеленосланцевые толщи Селемджинского аккреционно-коллизионного пояса (**103**) с золото-полиметаллическим оруденением [Геодинамика ... , 2006]. К активизированным пассивным окраинам, претерпевшим складчатость и метаморфизм, на Дальнем Востоке можно отнести венд-кембрийские вулканогенно-осадочные и осадочные формации Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов (**32, 32а–в, 33**) с железомарганцевыми рудами и фосфоритами. Они перспективны также на уран.

Обширный пассивноокраинный бассейн позднего палеозоя – юры располагался на месте современной Верхояно-Колымской СО. Его восточная часть выделяется под названием «Куларо-Нерский турбидитовый террейн», или как сланцевый пояс [Тектоника ... , 2001]. Здесь широко развиты глинистые глубоководные толщи перми, триаса и отчасти юры, обогащенные органическим веществом (в некоторых горизонтах до 3–3,5, иногда 6–7% $C_{орг}$). В среднем–позднем триасе в Яно-Индибирской зоне **89** одновременно с осадконакоплением развивались амагматичные рифтовые структуры (В. И. Бергер, 1990). Не исключено, что они существовали и к северу от нее. С Верхояно-Колымским регионом связаны многочисленные рудные проявления и месторождения золота. В Адыча-Тарынской зоне – это преимущественно золото-сурьмяная минерализация (**89а–е**). В поясе, расположенном к западу, – золоторудные (**95а, 96а**), золоторудные с серебром и сурьмой (**88а, 88б, 89в, 89д, 89е**) сурьмяно-ртутные с золотом (**89а, 89б**). Все черносланцевые толщи этого региона отличаются повышенными содержаниями Pt.

К пассивной континентальной окраине палеоматерика Арктида относится Чукотская складчатая область [Зоненшайн и др., 1990; Геодинамика ... , 2006]. Здесь выявлена триасовая углеродсодержащая терригенная формация (97), специализированная на золото, вкрапленное в мышьяково-сурьмяные руды.

К рассматриваемой группе бассейнов мы относим и турбидитовые (флишоидные) с углеродистыми пачками раннемеловые формации 104, 105, 106, 107, 108 Дальнего Востока, включающие золоторудную минерализацию и перспективные на МПГ. Источник терригенного материала (кислые кристаллические породы и осадочные толщи) был расположен к западу от полосы турбидитов. Одновозрастные флишоидные комплексы вместе с вулканическими породами Кемского террейна [Геодинамика ... , 2006] вдоль побережья Японского моря обязаны своим происхождением другому источнику питания – островной вулканической дуге. Соединение этих турбидитовых бассейнов произошло позднее.

Конвергентный геодинамический режим

В эту группу входят различные осадочные бассейны субдукционных поясов и коллизионных областей: преддуговые и задуговые, глубоководных желобов, предгорных и межгорных прогибов (впадин, грабенов), остаточные и некоторые другие типы бассейнов. Они характеризуются невысоким минерагеническим потенциалом осадочных формаций в целом и чернсланцевых формаций в частности. ЧСФ этих геодинамических режимов имеют ограниченное развитие и занимают на дневной поверхности небольшие площади.

К краевым прогибам коллизионных поясов можно отнести (с оговорками) Порожинскую площадь (58) с молассоидной углеродисто-вулканогенно-терригенно-карбонатной формацией (по С. В. Бузовкину и др., 2005) верхнего рифея – венда. Известным в этой ЧСФ Порожинским марганцевым месторождением пожалуй и ограничивается ее минерагеническая значимость.

Для восточной части Южного Урала (45) на завершающих этапах закрытия Уральского палеоокеана характерны обстановки активной вулканической континентальной окраины. Здесь в раннем карбоне на гетерогенном основании сформировалась система достаточно глубоких прогибов и грабенов, разделенных поднятиями. Они заполнялись подводными «мутъевыми» и грязекаменными (микститовыми) углеродистыми отложениями, содержащими субпластовые тела эффузивов и примесь пирокластики. Источником терригенного материала была островная вулканическая суша [Арифулов и др., 2013]. Геодинамическая обстановка их образования – рифтогенные впадины и сопряженные с ними поднятия в тылу вулканического пояса.

На крайнем востоке России выделяется несколько бассейнов с УСФ, которые ассоциируют с вулканогенными комплексами пород; они очень слабо изучены в минерагеническом отношении и формировались на разных стадиях коллизионных и субдукционных обстановок.

Наиболее древняя углеродистая формация Колпаковской площади (100) связана с прорванными гранитоидами метаморфическими породами ниже-верхнемелового возраста, ранее считавшимися палеозойскими или даже докембрийскими. Тесная ассоциация их с базальтами, андези-

базальтами, кератофирами стеновой серии (K_{1-2}) и ирунейской свиты (K_2) указывает на связь с вулканическими обстановками. Однако источником терригенного материала для мощных разрезов с углеродистыми породами являлись не меловые вулканические постройки, а неопротерозойские образования какой-то стабильной области сноса, единой как для метаморфических (ганальская серия), так и для слабометаморфизованных (кихчикская серия) толщ (В. К. Кузьмин, Е. С. Богомолов, 2013).

В развитии Анадырской (**101**) и западной части Камчатки намечаются два этапа развития: рифтогенный (грабеновый, P_{1-2}) и эпиграбеновый (P_2-N). Морские терригенные с вулканитами УСФ формировались на втором (депресссионном) этапе и скорее всего в бассейнах привулканических террас. Фундамент этих бассейнов складчатый (преимущественно мезозойский) гетерогенный, разной геодинамической природы. УСФ восточной части образовались в междуговом бассейне. Залегают с угловым несогласием на вулканогенно-кремнистых и флишевых толщах палеогена и с несогласием же перекрываются верхнепалеогеновой терригенной угленосной формацией.

4.4. Полезные ископаемые в черносланцевых формациях территории России

В ЧСФ известны промышленные скопления золота, платиноидов, цветных металлов, ванадия, урана, а также значительные запасы горючих сланцев и крупные скопления железных и марганцевых руд, фосфоритов. В последние годы черные сланцы все чаще рассматриваются как нетрадиционный источник углеводородного сырья – сланцевого газа и нефти.

Горючие сланцы. Горючие сланцы широко представлены в ЧСФ, локализованных в бассейнах стабильных или активизированных частей континентальных плит (**1, 3–7, 9, 18а–в**), где нередко занимают огромные площади. Они также известны на территории небольших жестких массивов в складчатых областях (Омолонский блок – ЧСФ **31** нижнего-среднего триаса) и встречаются в разрезах рифтогенных структур (малгинская свита рифея Сетте-Дабана – ЧСФ **92**, юрско-меловые отложения Забайкалья – ЧСФ **83–84, 102**).

К бассейнам стабильных частей континентальных плит отнесены Волжский (**3**) и Тимано-Печорский (**6**) бассейны с пластами ГС в волжских отложениях верхней юры, Тунгусский нижнесилурийский бассейн (**14**) Сибирской платформы (низы мойероканского горизонта – лландовери) и условно Омолонский бассейн (**31**). ГС представляют интерес как сырье для получения углеводородов, а также находят применение в химической промышленности. Их минерагенический потенциал изучен слабо, но в целом в ГС гамма элементов-примесей, концентрация которых существенно превышает кларковые значения, сравнительно ограничена. Горючесланцевые пласты таких бассейнов формировались в относительно изолированных морских внутриконтинентальных впадинах на значительном удалении от береговой линии при минимальном разбавлении терригенным, преимущественно глинистым материалом. Вне пределов впадин происходит быстрое выклинивание ГС пластов и замещение их карбонатно-терригенными

и терригенными отложениями мелководных шельфов с «рядовыми» содержаниями $S_{\text{орг}}$. Источником органики были главным образом планктонные водоросли, донные луга фитобентоса, в том числе высших растений, и цианобактериальные сообщества. Тип органического вещества сапропелевый или гумусово-сапропелевый. В осадочных бассейнах поздней юры Русской платформы выявлено большое количество промышленных месторождений ГС, некоторые из них находятся в эксплуатации [Месторождения горючих ... , 1988].

Среди бассейнов активизированных частей континентальных плит ГС известны в Прибалтийском (1) с ордовикскими формациями кукерситов и диктионемовых сланцев, в Волго-Уральском (9) с доманиковой формацией верхнего девона и Юдомо-Оленекском (18) с доманиковой формацией (куонамская и иниканская свиты) нижнего-среднего кембрия. Горючесланцевые формации Волго-Уральского и Юдомо-Оленекского бассейнов близки между собой по ряду фациальных и литологических признаков. Так, по комплексу данных (сейсмических, буровых, литофациальных, биотических и др.) глубины впадин доманикового Волго-Уральского бассейна оцениваются более чем в 150–200 м, в отдельных прогибах до 350–400 м. Глубины Юдомо-Оленекского бассейна в среднем кембрии (конец амгинского века) несомненно превышали 500 м. Сопоставима и мощность формаций – в среднем 10–40 м для доманика, 25–50 м для куонамской и иниканской свит. В составе формаций преобладают мергели, аргиллиты, глинистые известняки, кремнисто-глинистые, глинисто-кремнистые породы. Присутствуют пласты обогащенных ОВ темных битуминозных пород мощностью от сантиметров до долей метров и первых метров. Характерна ненарушенная горизонтальная микрослойчатость. Содержание $S_{\text{орг}}$ в горючих сланцах обычно не ниже 10–12, достигает 25–30% и более. Источником ОВ считается зоо- и фитопланктон. В составе пород куонамской свиты установлены микроостатки акритарх, сине-зеленых и зеленых водорослей, радиолярий; некоторые поверхности напластования переполнены панцирями мелких трилобитов.

В последние годы высказано предположение о влиянии на накопление ЧС флюидодинамической активности недр, сопровождающейся разгрузкой в седиментационные бассейны флюидов, в составе которых присутствовали углеводороды (нефть, газы, нефтяные воды) [Беленицкая, 2012].

Углеводороды. Породы ЧСФ нефтегазоносных бассейнов, благодаря повышенным содержаниям в них ОВ, традиционно рассматриваются в качестве основных источников генерации углеводородов. При значительной мощности слагаемых ими толщ они нередко служат покрывками для залежей углеводородов. Кроме того, ЧСФ могут быть резервуарами нефти, что установлено на ряде месторождений Западной Сибири в баженовской свите (прил. 4.1).

Основными компонентами пород баженовской свиты являются минералы группы кремнезема (часто в виде скелетов радиолярий), глинистые частицы, карбонаты (кальцит, доломит) и ОВ, соотношение которых в разных слоях разреза заметно колеблется. ОВ принадлежит к сапропелевому типу (морской зоо- и фитопланктон, бактерии). Содержание $S_{\text{орг}}$ в среднем 5–7, но нередко превышает 10%. Для многих разрезов характерны микро- и тонкослоистые текстуры в сочетании с массивным сложением отдельных литологических типов пород. Слоистые текстуры, тонко- и микроплитчатая отдельность, сланцеватость наблюдаются в интервалах с повышенной

глинистостью, массивная текстура — в карбонатных и кремнистых разностях. Мощность баженовской свиты обычно 20–40 м (в «аномальных» разрезах может достигать 100 м и более).

Ареал региональной нефтеносности баженовской свиты охватывает Широное Приобье и редко выходит на юге за 60°, а на севере за 64° с.ш., находясь в пределах наиболее глубоководной части морского палеобассейна [Захаров, 2001; Девятков и др., 2011; Конторович и др., 2013]. Продуктивность таких залежей в контурах отдельных нефтегазоносных зон и локальных структур неравномерна. Точно оконтурить скопления углеводородов данного типа и подсчитать запасы до сих пор не удастся. Остается не определенным и комплекс признаков, по которым такие залежи можно прогнозировать.

Анализ большого количества данных позволяет согласиться с развиваемыми многими отечественными исследователями (Р. М. Бембель, Б. А. Соколов, В. Г. Колокольцев, А. И. Тимурзиев, Т. А. Киреева, А. Е. Лукин, Б. М. Валяев, Г. А. Беленицкая и др.) представлениями о наличии в нефтегазоносных бассейнах мощных восходящих флюидных потоков и с определенной долей уверенности полагать, что коллектор баженовской свиты также формировался под воздействием углеводородного «дыхания» недр путем нагнетания снизу флюидных потоков (в виде газообразных, жидкостно-газовых, парово(?)–газовых фаз) по субвертикальным подводящим каналам различной формы и ориентировки. Это могут быть линейные зоны, изометричные, овальные или другой формы в плане участки повышенной трещиноватости (проницаемости). Такие зоны и участки иногда отчетливо проявляются на геофизических профилях. Они встречаются, например, в осадочном чехле Северо-Баренцевской впадины, где выделяются в виде тонких вертикальных «столбов» потери корреляции отложений, верхняя часть которых никогда не доходит до поверхности дна моря.

Восходящие флюидные потоки в зависимости от энергетических характеристик могут быть пассивные, слабоактивные, активные и взрывные. Активные и взрывные в общем случае возникают в фазы тектонической активизации территорий. Именно прорывающиеся в верхние части осадочного чехла такие флюидные потоки, встречаясь со своеобразными по структурно-вещественным характеристикам породами баженовской свиты и обуславливают «нетрадиционные» особенности ее резервуаров. Главные из них:

- повышенные температуры (более 130 °С), особенно в высокодебитных скважинах;

- аномально высокие пластовые давления;

- отсутствие прямой связи со структурным планом месторождений;

- развитие почти исключительно межслоевой трещиноватости в тонкослоистых и листоватых интервалах пород и преимущественно субвертикальной (или объемной) — в плотных массивных карбонатных или кремнистых разностях пород в результате своеобразного газо- или гидрогазоразрыва пластов при активном или взрывном характере внедрения флюидов;

- резко различная продуктивность скважин — от очень высоких значений дебитов до «сухих» из-за ограниченного в пространстве развития флюидного воздействия на породы;

- нефть *in situ*, которая отжимается из битуминозных отложений свиты под действием повышенного давления флюидного потока.

Можно полагать, что образование залежей нефти в баженовской свите обязано сочетанию двух главных факторов. Первый — наличие первичных, существенно неоднородных по структурно-вещественным (структурно-текстурным) параметрам пород в маломощном разрезе неравномерно насыщенных ОВ (в том числе нефтью). Второй — наличие восходящих флюидных струй, накладывающихся на первичные неоднородности. Это одна из возможных гипотез формирования залежей УВ в специфических баженовских коллекторах.

Породами, близкими к баженовской свите по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям, являются кимеридж-волжские «черные глины» Баренцевоморского (8) нефтегазоносного бассейна [Устинов, Покровская, 1994]. Вполне вероятно, что при благоприятных современных или палеотермобарических условиях (нахождение в области «нефтяного окна») в них могут находиться скопления УВ, подобные месторождениям Западной Сибири.

Рассматривая перспективы освоения горючесланцевых формаций, следует затронуть проблему сланцевого газа.

В сланцевых пластах содержатся значительные запасы природного газа, это известно уже давно, однако только с появлением новых технологий представилась возможность извлекать его с определенной долей рентабельности. Огромное количество данных, имеющихся в научной литературе, прессе и интернете по этому виду сырья, показывает, что оптимистические прогнозы наращивания его добычи, вероятнее всего, в реальности не столь радужны. Укажем лишь на некоторые негативные моменты, которые необходимо иметь в виду, оценивая возможности вовлечения в разработку горючих сланцев в промышленно освоенных регионах России:

- сланцевый газ в «сыром» виде содержит много примесей (CO_2 , H_2S , N , NH_3) и вследствие этого малопригоден для прокачки через магистральные газопроводы высокого давления; очистка же его от примесей сильно удорожает конечный продукт;

- из-за вредных примесей его нельзя использовать в промышленности, в ближайшей перспективе он будет пригоден только для бытовых нужд;

- невозможность получения крупных объемов сланцевого газа с ограниченной площади вследствие невысокой газонасыщенности сланцевых пластов, их небольшой мощности и низкого коэффициента извлечения (обычно менее 0,2–0,25) при существующих технологиях. Отсюда необходимость бурения большого числа дорогостоящих скважин на значительной площади;

- использование в технологиях добычи сланцевого газа поверхностно-активных реагентов, вовсе не безобидных для человека; велика вероятность их попадания в подземные воды, а оттуда и в источники питьевой воды, значительная часть которой в настоящее время добывается скважинами с глубин в десятки и даже первые сотни метров;

- до сих пор нет ясности о влиянии технологии ступенчатого гидроразрыва пласта, применяемой для получения сланцевого газа, на сейсмичность территорий.

Подчеркнем, что пока сланцевый газ — лишь один из видов местного топлива. Его удельный вес в общем балансе используемых видов горючего занимает скромное место. В России же он в обозримом будущем вряд ли сможет конкурировать с природным газом ни как топливо, ни как сырье для химической промышленности.

Благородные металлы. Среди благородных металлов, приуроченных к ЧСФ, ведущее положение занимает золото. Можно выделить два типа палеобассейнов с золотоносными ЧСФ. Первый (главный) — деструктивно-дивергентный, в котором различаются бассейны, связанные с пассивными континентальными окраинами (стабильными и активизированными) и рифтогенными внутриконтинентальными обстановками. Второй (второстепенный) — конвергентный, связанный с режимами активных окраин.

Черносланцевые пассивноокраинные формации в современном структурном плане входят в состав формационных комплексов складчато-надвиговых областей и систем, основные из них Чукотская, Верхояно-Колымская, Енисейская и Байкальская. Ряд исследователей (Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, Г. Л. Митрофанов и др.) рассматривают Бодайбинский палеобассейн Байкальской складчатой области как задуговой. ЧСФ этих мегаструктур включают крупные и уникальные по запасам и содержаниям полезных компонентов месторождения золота, а рудный потенциал отдельных их районов и зон измеряется десятками, сотнями и даже первыми тысячами тонн металла.

Вещественный состав ЧСФ включает широкий спектр преимущественно терригенных, в меньшей степени карбонатных пород и вулканогенных образований, находящихся в разных сочетаниях.

Для Енисейской и Байкальской СО характерны семейства карбонатно-терригенных, вулканогенно-карбонатно-терригенных формаций рифея, часто имеющих флишоидный облик. Их суммарная мощность составляет многие километры, по некоторым оценкам достигает 15 км. Фациальные обстановки их формирования связывают с зонами склонов континента и его подножий, отчасти с внешним шельфом. Большинство исследователей подчеркивается определяющая роль рифтогенных впадин, особенно в низах ЧСФ, в локализации рудовмещающих комплексов. Такие структуры ориентированы в основном согласно простиранию основных структурно-формационных зон, но могут иметь и поперечную ориентировку. Так, в частности, с поперечным линейным прогибом некоторые исследователи связывают Олимпиадинское месторождение Енисейской СО. Возникновение систем грабен-рифтовых палеопрогибов на ранних этапах развития пассивноокраинных бассейнов и последующая их активизация в определенные отрезки времени обуславливали наличие глубоководных трогов на шельфовой террасе и континентальном склоне. Они способствовали максимальной концентрации в них углеродистых горизонтов [Иванов, 2010; Ручкин, Конкин, 1998; Митрофанов, 2006; и др.].

В Верхояно-Колымской и Чукотской СО продуктивные на золото углеродистые пермско-юрские формации верхоянского комплекса сложены почти исключительно песчано-алевритово-глинистыми отложениями турбидитовых потоков континентального склона и его подножия, а также алевритово-глинистыми турбидитно-гемипелагическими отложениями дистальных частей подводных конусов выноса в глубоководный бассейн. Седиментационные карбонаты и силициты в них практически отсутствуют; вулканогенный материал встречается в виде примеси в терригенных породах и локализован в основном вблизи границ Охотского докембрийского блока. Общая мощность отложений не превышает, вероятно, 10–12 км. Глубоководный бассейн Яно-Колымского сегмента в виде «черносланцевого пояса» [Схема тектонического ... , 2001] был ограничен с востока

островной суши «Колымской петли». К западу через систему конседиментационных ступеней и флексур он граничил с шельфом Верхоянского сегмента рассматриваемой территории.

Активизация пассивных окраин региона в виде рифтогенеза проявлена не повсеместно. В частности, она достоверно установлена для триаса юго-восточной части Верхояно-Колымской СО [Бергер, 1990]. Однако анализ фациальной изменчивости осадочных толщ по площади указывает на наличие продольных и поперечных конседиментационных поднятий и прогибов, существовавших здесь и в другие отрезки времени. Подобная зональность реконструируется и для триасовой пассивной окраины Чукотской СО.

Для разрезов пассивных окраин характерна в целом крупная цикличность в осадконакоплении трансгрессивно-регрессивного типа. Отдельный цикл начинается с глинистых отложений быстро развивающейся трансгрессии, которые вверх сменяются все более грубыми породами длительного этапа регрессии, отличающегося и значительной мощностью разреза. Такой характер цикличности характерен, например, для разрезов карбона, перми и триаса всех структурно-формационных зон Верхояно-Колымского осадочного бассейна, где синхронные циклы прослеживаются на огромные расстояния. Пачки углеродистых пород в подобных циклах наиболее часто встречаются в нижней их части, подчеркивая в целом конвергентно-волнообразную картину распределения $C_{орг}$ в вертикальных разрезах ЧСФ.

Золото в ЧСФ тесно ассоциирует с сульфидами (пирит, арсенопирит, халькопирит, антимонит и др.), которые обычно рассеяны в углеродистых породах, но встречаются и в скоплениях в виде конкреционных горизонтов, линзочек, слоев и др. Содержание сульфидов в породе может достигать 10% и более. Образование первичных концентраций рудных компонентов связано с этапом седиментогенеза, а существенное их перераспределение начинается уже в диагенезе и на начальных этапах литификации. Можно даже сказать, что «зоны сульфидизации» [Сидоров, Томсон, 2000а, б], где золото находится в тонкодисперсной форме, являются своеобразным показателем сингенетической золотоносности ЧС [Буряк, 2000; Юдович, Кетрис, 1994]. В обогащении осадков благородными металлами на первичных этапах их формирования, вероятно, важную роль играли эндогенные процессы, сопровождавшие деструкцию земной коры. В современных рифтогенных прогибах (впадина Дерюгина в Охотском море, Чукотское море) специалистами Тихоокеанского института установлены заметно повышенные концентрации таких металлов в колонках грунта, обогащенного ОВ [Астахов и др., 2010, 2013].

Основными рудными формациями в рассматриваемых регионах, имеющих промышленное значение, являются золото-сульфидная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-кварцевая. Они могут подразделяться на ассоциации по преобладающему составу элементов-примесей или сульфидов: золото-мышьяк-сурьмяные, золото-серебро-мышьяковистые, золото-кварц-пиритовые, золото-кварц-полиметаллические и т. п. Разные типы оруденения располагаются не хаотично, в некоторых случаях наблюдается их приуроченность к определенным структурно-фациальным зонам. Так, геологи ЦНИГРИ подметили, что золото-сурьмяные рудные объекты (Адыча-Тарынский район **89г**) тяготеют к наиболее глубоководным отложениям, а золото-кварцевые и золото-полисульфидно-кварцевые объекты к относительно мелководным зонам.

Важной составляющей в локализации рудных скоплений является структурный контроль. Продуктивная золоторудная минерализация почти везде контролируется зонами сильной дислоцированности и скупивания углеродистых толщ с образованием складчатости интенсивного линейного сжатия и нагнетания, которая сопровождается развитием тектонических нарушений разной кинематики, повышенной трещиноватости и кливажа. Так, в региональном плане в Енисейской СО размещение значительной части месторождений и рудопроявлений золото-кварцевого типа контролируется зонами смятия и рассланцевания, которые обусловлены подвижками по крупному Ишимбинскому разлому. В Олимпиадинском рудном узле этой СО (площадь 53) рудоконтролирующей является дислоцированная плоскость надвига, в лежащем крыле которого в породах кординской свиты (нижний рифей) пластообразные рудные тела в целом повторяют конфигурацию развитых на месторождении складок, образуя раздувы в их ядерных частях. Золоторудная минерализация Бодайбинской структурно-формационной зоны (площадь 69) Забайкалья связана с участками напряженной складчатости и рассланцевания. Так, в Сухоложском рудном узле субпластовые и пологосекущие рудоносные тела приурочены к местам дислокаций в ядрах складок (микроскладчатость, кливаж) и к зонам смятия. Месторождения Омчакского рудного узла (Наталка, Павлик и др. в Аян-Юряхской зоне 96) контролируют крупные региональные разрывные структуры, затрагивающие кристаллический фундамент мезозоид и реализованные в верхнем структурном этаже в виде многочисленных субпараллельных или веерных минерализованных зон дробления и смятия пород. По ним развивается жильная и прожилково-вкрапленная золото-полисульфидная минерализация с повышенными содержаниями Ag, As, W, Pb, Zn и МПГ (Pt – 0,5–1,7, Pd – 0,3–0,6 г/т).

Проявления коллизионного и посторогенного интрузивного магматизма на территории распространения осадочных бассейнов с ЧСФ приводят к созданию своеобразной «печки» в ореолах распространения этих формаций и активизации разнообразных типов растворов, в первую очередь коровых, которые могли способствовать мобилизации металлов из углеродистых слабозолотоносных терригенных толщ и формированию золото-сульфидных жильных, прожилково-вкрапленных и других типов скоплений. Связь взаимоотношения оруденения с магматическими образованиями (в основном с гранитоидами) в большинстве районов, зон и узлов проявлена не отчетливо. Так, в пределах Мамско-Бодайбинской СФЗ Байкальской СО гранитоиды развиты на поверхности весьма ограниченно. В частности, в Сухоложском узле они представлены штоком площадью 1,5 км², который находится в 6 км юго-западнее месторождения Сухой Лог. На глубине около 3 км, по геофизическим данным, предполагается наличие гранитного батолита, над юго-восточной частью которого расположено месторождение. В пределах Омчакского рудного узла породы ЧСФ прорваны большим количеством даек лампрофиров и альбитофиров мелового возраста; других интрузивных пород в непосредственной близости к нему не выявлено. Рудное поле Олимпиадинского месторождения находится над провисом кровли гранитного массива. Предполагается, что именно под его воздействием породы претерпели контактовые и площадные метасоматические преобразования (окварцевание, серицитизация, слабовыраженная березитизация и др.).

Отметим, что при формировании золоторудной минерализации, в том числе промышленно значимой, особую роль играет слабый (зеленосланцевая стадия) региональный метаморфизм пород углеродистых формаций. Такой метаморфизм углеродистых толщ, первично обогащенных золотом и другими благородными и редкими металлами, реализуется при коллизионном режиме.

Охарактеризованные выше особенности формирования золотоносных (с серебром и МПГ) ЧСФ присущи и другим регионам России, где в геологическом прошлом существовали бассейны пассивноокраинного типа. Это в первую очередь Таймыро-Североземельской СО, некоторые районы Алтае-Саянской СО, а также Пайхой-Новоземельской СС.

Черносланцевые палеобассейны в областях развития внутриконтинентального рифтогенеза отличаются значительно более скромным золоторудным потенциалом. На кристаллических щитах рифтогенные структуры обособляются в виде сложнопостроенных грабен-синклинальных (синклинозных) линейных зон с интенсивной складчатостью, разрывных нарушений различных порядков, развитием катаклаза пород, особенно на участках взбросо-надвиговых перемещений, и другими структурными особенностями. На Балтийском щите такой типовой структурой является Онежский прогиб, на Воронежском щите – Тим-Ястребовская рифтогенная впадина, выполненные углеродистыми формациями нижнего протерозоя. Их отличают полицикличность и многостадийность развития с преобладанием в разных интервалах разреза то терригенных, то карбонатных образований с переменным содержанием углеродсодержащих пород (графит, графитизированные сланцы, шунгиты).

Золото и другие благородные металлы входят обычно как попутные компоненты в состав комплексных руд на месторождениях Балтийского щита – уран-ванадиевых (23), медно-полиметаллически-колчеданных (26–27), железорудных (21) или являются основными компонентами сложного полиминерального оруденения Воронежского щита (28).

В структурном отношении отдельные рудные залежи тяготеют к участкам наибольших тектонических неоднородностей. Так, на Падминской площади они приурочены к ядрам и крыльям узких антиклинальных складок в центральных частях зон складчато-разрывных дислокаций и к узлам их пересечения с поперечными разломами. Оруденение локализуется на участках объемного катаклаза и брекчирования вдоль крутопадающих полойных и пологих секущих нарушений и сопровождается интенсивными метасоматическими преобразованиями. Благороднометалльная минерализация в пределах рудных тел распределена неравномерно.

Черносланцевые отложения Башкирского антиклинория Южного Урала также формировались в обстановке внутриплитного рифтогенеза (площадь 44 – прил. 4.1).

Уран. Промышленные месторождения урана в углеродистых сланцах известны в верхнекембрийских «квасцовых сланцах» Швеции, Норвегии и Дании; в каменноугольных черных сланцах Чаттануга США; в черных сланцах Центрально-Кызылкумской провинции (месторождения Рудное, Косчека, Джантуар в Узбекистане); в черных сланцах Роннебургского рудного поля в северо-восточной части Восточно-Тюрингского поднятия в Германии. В Германии промышленное урановое оруденение установлено во всех горизонтах рудного поля, от ордовика до нижнего карбона включительно, прослеживаясь от современной дневной поверхности до глубин

1,1–1,2 км. Месторождения Роннебургского рудного поля (месторождения Беервальде, Северный Роннебург, Шмирхау и др.) отрабатывались на уран. В Швеции на месторождении Ранстад завод по производству урана производительностью 120 тыс. т был построен в начале 60-х годов и работал с 1965 по 1969 г.

В 1947 г. на территории Эстонии в г. Силламяэ был построен горно-металлургический комбинат, который вел опытную добычу урана из нижнеордовикских диктионемовых сланцев. До 1950 г. было получено около 40 т урана в концентрате. В начале 50-х годов XX в. добыча сланцев и производство урана были прекращены в связи со сложной, нерентабельной технологией извлечения урана и с учетом экологических требований.

После открытия весьма крупных по запасам и содержанию урана месторождений типа несогласия в Австралии и Канаде и эпигенетических гидрогенных месторождений в связи с зонами пластового окисления в Узбекистане и Казахстане (Притяньшаньская урановорудная провинция) интерес к скоплениям урана в ЧС заметно снизился из-за отсутствия рентабельных технологий извлечения из них урана и, как следствие, высокой стоимости конечного сырья.

В России в настоящее время эксплуатируются объекты двух генетических типов: в вулкано-тектонических структурах (Стрельцовское рудное поле с многочисленными месторождениями в Забайкалье) и месторождения песчаникового типа в отложениях палеодолин (на Витимском плато и в южной части Западно-Сибирской плиты).

Промышленные урановые объекты черносланцевого типа, обладающие внушительными ресурсами, связаны с рядом объектов: *нижнепротерозойскими ЧСФ* (редкометалльно-урано-ванадиевые руды) в зонах складчато-разрывных дислокаций в пределах Онежского прогиба на Балтийском щите; *диктионемовыми сланцами нижнего ордовика* Прибалтийского бассейна, на северо-западе Русской плиты; фосфатно-ураново-редкометалльными месторождениями Ергенинского рудного района в майкопских олигоцен-миоценовых отложениях на территории кряжа Карпинского; перспективное урановое оруденение установлено в *раннекаменноугольной глинисто-кремнистой (фтанитовой) ЧСФ* на юге архипелага Новая Земля; в *венд-палеозойской карбонатно-терригенной ЧСФ* на п-ове Таймыр.

Нижнепротерозойские ЧСФ в зонах складчато-разрывных дислокаций в пределах Онежского прогиба на Балтийском щите. В Онежско-Ладужском регионе на юге Балтийского щита черносланцевые комплексы широко распространены в образованиях различного возраста (23, 24). В генетической и парагенетической связи с ними находятся промышленные месторождения ванадия, урана, благородных металлов, железа, меди, полиметаллов, графита и шунгитов.

В раннем протерозое в пределах Кольского мегаблока на стабилизированном гранит-зеленокаменном фундаменте сформировались осадочные палеобассейны, в разрезах которых широко развиты отложения, обогащенные органическим веществом. Накопление углеродсодержащих пород сопровождалось вулканической деятельностью, поступлением в седиментационный бассейн пеплового материала, излиянием лав основного состава, внедрением силлов диабазов и долеритов. При последующих метаморфических и метасоматических преобразованиях углеродистое вещество в породах было преобразовано в шунгит.

В Онежской впадине рудолокализирующей является тектонизированная зона контакта терригенно-карбонатных (с признаками метаэвапоритов) пород, относимых к туломозерской свите (горизонту) ятулия и чернотанцево-ультрабазит-базальтоидной ассоциации пород заонежской свиты людиковия [Полеховский, 1989]. Геологическое развитие Онежского прогиба представляет собой последовательную смену стадий раскрытия и погружения дна рифтогенной депрессии. Существенно также то, что прогиб подвергался неоднократной тектонотермальной активизации в рифее и фанерозе.

Геодинамическая история и характеристика металлоносности Онежского рудолокализирующего бассейна с промышленными залежами шунгитов и редкометалльно-уран-ванадиевыми месторождениями приводятся в работах В. З. Негруца и Ю. С. Полеховского [Негруца, Полеховский, 1995].

Благороднометалльная минерализация сформировалась на этапе полного закрытия Онежского прогиба и преобразования его осевой части в систему зон складчато-разрывных дислокаций северо-западного простирания. Эта система трактуется как внутриконтинентально-рифтогенная. С системой складчато-разрывных нарушений связано поступление к поверхности флюидов, поставляющих в бассейн платиноиды, ванадий, хром и, возможно, другие элементы [Негруца, Полеховский, 1995].

Проявления урана в Онежском прогибе относятся к метасоматическим образованиям (уран-благороднометалльно-ванадиевый тип). Рудовмещающими породами являются углеродсодержащие терригенные породы заонежской свиты людиковия. Пространственное размещение рудных объектов контролируется линейными зонами складчато-разрывных дислокаций, которые представляют собой системы узких антиклиналей северо-западного простирания протяженностью от 30 до 100 км при ширине 2–4 км. В пределах этих зон породы интенсивно альбитизированы, карбонатизированы, биотитизированы. Оруденение размещается, как правило, либо на крутозалегающих или опрокинутых юго-западных крыльях антиклиналей, либо в ядрах призматических синклиналей.

В Онежском прогибе выявлено несколько значительных по масштабам месторождений описанного типа – Средняя Падма, Верхняя Падма, Весеннее, Царевское, Космозерское, Шульгиновское.

Лучше всего изучены руды месторождения Средняя Падма. Возраст руд 1730 ± 45 млн лет. Это время первичного рудообразования. Во временных диапозонах 900 ± 100 и 270 ± 20 млн лет происходило переотложение и вторичное обогащение руд, а в интервале 150–100 млн лет – преобразование руд в гипергенных условиях. Основной рудный элемент месторождения Средняя Падма – ванадий (средние содержания 2,7, местами до 7%), кроме того, в промышленных концентрациях присутствует уран (0,15–0,25 до 1%). В рудах также установлены Cu 0,1–0,8, Mo 0,1–0,2, Zn 0,3–1,2, Pb 0,1–0,8, Bi 0,1–0,3%, Au, Ag, МПГ (от долей до десятков и сотен г/т). Содержание платиноидов находится в прямой связи с содержанием в породах ОВ и сульфидов.

Диктионемовые сланцы нижнего ордовика Прибалтийского бассейна. Прибалтийский чернотанцевый бассейн (1) отнесен к бассейнам стабильных континентальных плит [Минерагения ... , 1998]; находится на периферии пассивной палеоокраины. Такие бассейны занимают обширные площади на Русской, Западно-Сибирской, Скифско-Туранской плитах

и на территории Сибирской платформы. Традиционно они включаются в платформенные чехлы и рассматриваются как результат длительного многоэтапного развития крупных континентальных плит с платформенным режимом [Литогеодинамика ... , 1998].

Диктионемовые сланцы, развитые на северо-западе Русской плиты, ураноносны на всей площади своего распространения. Содержания урана составляют от тысячных долей до одной десятой процента, достигая 0,176%. Открыты пять месторождений урана со средним содержанием 0,02–0,035% (Котловское, Раноловское, Кайболовское, Куммолдовское и Красносельское) и ряд рудопроявлений (рис. 4.7). Большая часть (90%) урана связана с органическим веществом, что требует сложной схемы обогащения пород. Сланцы содержат до 20% керогена. Запасы урана отдельных месторождений составляют первые тысячи и десятки тысяч тонн (в Красносельском 13 тыс. т). Запасы урана в диктионемовых сланцах по категориям В + С₁ + С₂ составляют 139,306 тыс. т.

Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис [1988] считают, что концентрации урана, фтора, мышьяка, молибдена, ванадия, а также свинца и прочих халькофилов в диктионемовых сланцах сингенетичны. Источником поступления рудных компонентов были скорее всего продукты разложения кислого вулканического пепла и отчасти, вероятно, эксгаляции, попадавшие в морской бассейн. Присутствие признаков вулканической деятельности при накоплении ураноносных черных сланцев также отмечается в черных сланцах Чаттануга (миссисипий) США. Однако высказанные предположения нуждаются в дополнительном подтверждении.

Фосфатно-ураново-редкометалльные месторождения Ергенинского рудного района в майкопских олигоцен-миоценовых отложениях. Майкопская углеродистая глинистая формация (P₃–N₁) широко развита в областях кайнозойских прогибов Предкавказья, Причерноморья, Южного Мангышлака, а также в акваториях Черного, Азовского и Каспийского морей.

Ергенинский рудный район (10а) располагается в юго-западной части Республики Калмыкия и на территории соседней Ростовской области, занимая площадь 5,9 тыс. км². В геолого-структурном отношении он находится на территории кряжа Карпинского. Практическое значение имеют залежи костного ихтиодетрита в толще морских углеродистых глин. В районе выявлены 13 месторождений (Степновское, Центральное, Яшкульско-Троицкое, Воробьевское, Нугринское, Северо-Харабулукское, Прудово-Южнобуратинское, Багабурульское, Шаргадыкское, Богородское, Вишневское, Буратинское, Аршанское) и многочисленные рудопроявления урана фосфатно-ураново-редкометалльного типа (рис. 4.10).

Олигоценовую часть майкопской серии составляют (снизу вверх) цимлянская, соленовская, калмыцкая и нугринская свиты, нижнемиоценовую – арадыкская и цаганхакская. Разрез рудного района образуют отложения переходного типа от мелководных к глубоководным.

Рудные образования представляют собой пластовые скопления (залежи) металлоносного костного детрита, заключенного в глинисто-сульфидном материале. Это относительно маломощные (доли, первые метры), но протяженные (многие километры) пластообразные тела, залегающие в мощной глинистой толще. В плане залежи неправильной формы, но обычно с удлинением в каком-либо направлении, реже изометричные. Крупные многокилометровые залежи в разрезе представлены двумя разновидностями: пластово-линзовидной и пластовой, односторонне расщепляющихся

по типу «конского хвоста» с выклиниванием в противоположном направлении. Мелкие залежи представлены линзовидными телами, обычно образуют мозаичные поля или полосы, вытянутые на многие километры.

Выделены три рудных горизонта (снизу вверх): степновский, южно-буратинский и багабурульский. Горизонты имеют ритмичное строение. Состав рудных залежей испытывает весьма существенные колебания по количественному соотношению основных рудообразующих компонентов: костного детрита рыб, сульфидов железа и глинистого материала, а также по степени концентрации в них различных металлов. Компонентный состав руд: P_2O_5 1–25, S 5–29%. Примесь карбонатного материала также непостоянна CO_2 0,5–12,5, содержание $C_{орг}$ 0,5–1, реже до 2%.

Наибольшее количество урана и редких земель связано с фосфатом кальция остатков рыб. В сульфидах железа постоянно присутствуют Ni, Co, Mo, Re, встречаются Cu, Zn, Pb и As. В глинистом веществе как рудных пластов, так и вмещающих отложений постоянно присутствует скандий. В целом для рудного района среднее содержание редких земель и урана в костном детрите ΣTR 1,13, U 0,20%; значения коэффициентов металлоносности $\Sigma TR/P_2O_5$ 0,038, U/P_2O_5 0,0067, $\Sigma TR/U$ 5,6.

Фосфатно-ураново-редкометалльные месторождения на территории Восточного Паратетиса, по данным А. А. Шаркова [2008], приурочены к дизъюнктивным региональным структурам, в которых существовали вулканические аппараты. Процесс рудообразования носил циклический характер, что нашло отражение в размещении рудных залежей на нескольких стратиграфических горизонтах. Главными факторами, обусловившими накопление рудоносных отложений и образование громадных скоплений металлоносных фоссилизированных костных остатков ихтиофауны, а также концентрации в них сульфидов железа, являлись тектоническая активизация на континентальной окраине бассейна, подводная вулканическая деятельность, своеобразие гидродинамики и палеорельефа дна седиментационного палеобассейна в олигоцен-миоценовую эпоху.

В последние годы на территории европейской части России обнаружены многоуровневые урановорудные районы, формирование которых связано с функционированием долгоживущих сквозных рудоносных систем [Енгальчев, 2012]. Такие районы включают в себя участки развития металлоносных углеродистых формаций в осадочном чехле (металлоносные диктионемовые сланцы на северо-западе Русской плиты, месторождения Ергенинского района на крыже Карпинского). При этом нельзя исключать, что в других районах Восточно-Европейской платформы (и на других платформах) в областях развития углеродистых и горючих сланцев могли быть реализованы аналогичные сквозные рудоносные системы, связанные с вертикальной миграцией и разгрузкой рудоносных флюидов, с последующей фиксацией ценных компонентов, в том числе в составе черносланцевых комплексов.

Урановое оруденение в черных сланцах Новой Земли. В 1975–1982 гг. Ново-земельской партией НГО «Севморгео» при проведении геологосъемочных работ на Южном острове архипелага Новая Земля (46) в полосе протяженностью более 150 км были выявлены многочисленные радиоактивные аномалии [Кушнеренко, 2009]. Последующими поисково-оценочными работами, совместно с ГП «Невскгеология» и ВСЕГЕИ, значительное число аномалий было переведено в разряд перспективных рудопроявлений,

к числу которых относятся Оленье, Посуднинское, Рогачевское, Северо-Тайнинское, Южное и др. (рис. 4.14).

Подавляющее большинство урановорудных проявлений и аномалий локализовано в черных сланцах рогачевской свиты (C_{1rg}), отложения которой слагают крылья и переклинали Южно-Новоземельского антиклинория, залегаая на известняках милинской свиты (C_{1m_1}). В составе рогачевской свиты выделяются две пачки: нижняя фтанитовая, представленная частым переслаиванием углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев, и верхняя лидитовая, сложенная массивными яшмовидными породами линзовидно-полосчатой текстуры. Общая мощность рогачевской свиты от 100 до 120 м. ЧС рогачевской свиты обладают отчетливо выраженной вышекларковой геохимической специализацией (в кларках концентраций): 1300 Se, 157 Bi, 30 Mo, 26 Sb, 10 As, 5 Ag, 4 V, 4 U.

Урановое оруденение имеет отчетливый тектонический контроль складчатостью высокого порядка, осложненной продольными разрывными нарушениями с зонами повышенной трещиноватости, а также сорванным контактом с перекрывающими известняками. Форма рудных тел пластообразная и линзовидная. Их протяженность 30–70 м при мощности 3–10 м. Сближенные рудные тела группируются в протяженные (1,2 км) зоны мощностью до 15 м.

Урановая минерализация локализована в ЧС, обогащенных эпигенетическими сульфидами: сфалеритом, пиритом, халькопиритом, никелином, герсдорфитом, иногда галенитом и тетраэдритом. Сульфиды выделяются в виде вкрапленности (до 0,1 мм) по сланцеватости, в гребневых частях микрослоев и в сутуро-стилолитовых швах с сегрегированным углеродистым веществом. В местах скопления урановых минералов отмечаются участки обеления рудовмещающих пород за счет «выгорания» углеродистого вещества, а также более локально развитого окраснения.

В рудах установлены две парагенетические ассоциации минералов четырехвалентного урана: настураниордизитовая и коффинит-карбонатная. Радиологический возраст первой ассоциации оценивается как поздний карбон – пермь. Возраст второй ассоциации, приуроченной к зонам дробления, указывает на триас-юрское время. Наряду с ураном (до 0,54%) в зонах минерализации присутствуют никель до 1, медь, молибден до 0,3, кобальт до 0,2, цинк до 0,7, мышьяк до 0,3, иттрий и редкие земли до 0,3, ванадий 1–2%. В отдельных пробах руд и околорудных пород установлены сурьма 0,05, кадмий 0,07, свинец 0,03, марганец 0,2, фосфор до 6%.

Выделяется несколько этапов формирования уранового оруденения в черных сланцах рогачевской свиты на Южном острове архипелага Новая Земля [Кушнеренко, 2009]. В первый позднепалеозойский этап сформировалось относительно бедное стратиформное урановое оруденение, представленное диспергированными окислами урана, распределение которых контролировалось складчатостью высоких порядков и мелкими нарушениями типа сутуро-стилолитовых швов. Со вторым раннемезозойским этапом связывается образование относительно богатого и комплексного (медь, никель, кобальт и др.) уранового оруденения брекчиевидной текстуры. Как полагает В. К. Кушнеренко [2009], оруденение по своим характеристикам аналогично урановому оруденению роннебургского типа Саксо-Тюрингской металлогенической провинции (Германия).

Урановое оруденение в углеродистых породах п-ова Таймыр. Наиболее значим для Таймыра и промышленно перспективен урановый тип оруде-

нения в углеродистых породах и зонах их преобразования. Ему соответствует оруденение Каменского рудного поля и Степанова Ущелья.

Каменское рудное поле с одноименным месторождением урана расположено в северо-восточной части Центрально-Таймырской структурно-минералогической зоны. Оруденение локализовано среди венд-палеозойских карбонатно-терригенных существенно углеродистых, обогащенных ураном отложений в пределах эндоконтактной зоны массива граносиенитов перми и контролируется зонами брекчирования по углеродистым сланцам и метаморфизованным дайкам гранит-порфиоров. Крутопадающие минерализованные зоны, представляющие собой густую сеть жил и прожилков кварц-карбонатного состава с пиритом и марказитом, расположены кулисообразно и прослеживаются на десятки и первые сотни метров при мощности от 0,5 до 5–6 м. Оруденение имеет гнездовой характер: максимальные концентрации установлены в раздувах минерализованных зон и в местах их пересечения с поперечными зонами смятия углеродистых сланцев.

Выявлены две генерации уранового оруденения. Первичное – неясного рудно-минерального типа, вторичное связано с линейной корой выветривания (гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовой) вдоль зон смятия и дробления. Оруденение комплексное ванадий-молибден-фосфорно-урановое с содержанием урана до 0,3–1,38 (в среднем первые сотые доли процента), ванадия 0,6, молибдена 0,77–1,3, фосфора 10–20%. Помимо этого, в углеродистых сланцах обнаружены повышенные содержания золота до 0,4 и платины до 0,035 г/т. Дайки полностью каолинизированных гранит-порфиоров в рудоносных зонах характеризуются высокими содержаниями урана (0,01–0,04%), возрастающими в сульфидизированных зальбандах до 0,085–0,294%. Ураноносные зоны брекчирования содержат кварцевые прожилки, пиритизированы и претерпели сильные гипергенные изменения с образованием глинистых минералов, алюмофосфатов, воднорастворимых сульфатов алюминия, железа и калия, гипса и квасцов. Скважинами они прослеживаются на глубину чуть более 100 м от поверхности.

По результатам проходки горных выработок, аномальные концентрации урана начинают встречаться на глубине 1,5–2,0 м от поверхности; до глубины 5 м наблюдается богатая сульфатная минерализация с отдельными гнездовыми концентрациями урана, и только на более глубоком уровне вскрываются минерализованные алюмофосфатом брекчии с высокими содержаниями урана. Минеральный состав уранового оруденения достоверно не установлен. Принимая во внимание высокие содержания в рудных зонах ванадия и фосфора, вполне допустимо развитие в зонах окисления рудного поля уранил-ванадатовой и уранил-фосфорной уранослюдковой минерализации.

Аналогичный тип оруденения проявлен на участке Степаново Ущелье к югу от Каменского рудного поля. Рудопоявление выявлено по данным аэрогамма-съемки в углеродистых сланцах раннего палеозоя, радиоактивность которых в 2–5 раз превышает фоновую, и представлено четырьмя участками. Общая площадь развития углеродистых сланцев с повышенными значениями радиоактивности около 250 км².

В районе наиболее изученного участка углеродистые сланцы мощностью 200–250 м образуют синклиналиную складку с размахом крыльев 1–2 км, осложненную в ядре дайками лампрофиоров. Складка разбита разломами широтного простирания. Максимальная активность углеродистых

сланцев 100–250 мкР/ч. Содержания урана 50–60 г/т с единичным значением в 0,03%. Дайки лампрофиров обладают активностью в 50–60 мкР/ч и содержаниями урана 30–50 г/т с максимумом 0,016%.

По методике, разработанной во ВСЕГЕИ на основе эмпирически установленных параметров взаимосвязи между концентрированными и рассеянными формами нахождения рудных элементов в земной коре, произведена оценка перспектив выявления месторождений урана с определенными параметрами оруденения в Центрально-Таймырской зоне. Согласно данным, полученным при расчетах, перспективы ураноносности рассматриваемой территории могут оцениваться как средние, не исключающие обнаружения двух–трех крупных месторождений с рядовыми рудами и запасами более 20 тыс. т урана каждое.

Прогнозируемые здесь месторождения, по мнению исследователей, относятся к черносланцевому (роннебургскому или кызылкумскому) типу. Однако комплекс геотектонических и других признаков может также свидетельствовать об аналогии данного оруденения с грачевским типом (Северный Казахстан).

Рений. В последние десятилетия спрос на рений значительно возрос и продолжает расти, что вызвано ростом его использования в различных областях промышленности. Рений – незаменимый компонент высококачественных сплавов, применяющихся в авиакосмической отрасли и катализаторах крекинга нефти.

Рений относится к числу наименее распространенных элементов. Собственные месторождения этого редкого и остродефицитного металла не известны, а основным его источником являются молибденовые, медно-молибденовые порфиновые месторождения и медные месторождения стратиформного типа (медистые песчаники и сланцы) [Поплавко и др., 1978]. Рений попутно добывают на эпигенетических инфльтрационных месторождениях зон пластового окисления, обрабатываемых методом скважинного подземного выщелачивания. Среднее минимальное промышленное содержание рения 0,008–0,045 г/т. Повышенные содержания рения известны в легких парафинистых углеводородах цепочечного строения (озокериты, байкериты, гильсониты), а также в шунгитах.

В России минерально-сырьевая база рения не сформирована, поэтому рениеносные углеродистые сланцы могут рассматриваться в качестве нетрадиционного источника этого металла, интерес к которому получил развитие в последние годы [Вялов и др., 2010; Трач, Бескин, 2011; Енгальчев, 2012]. Концентрации Re в углеродистых сланцах изучены пока крайне незначительно, что связано как с небольшими природными содержаниями рения, так и с аналитическими трудностями его определения (с недостаточной чувствительностью массовых анализов).

Рений является характерным элементом ЧС, а его субкларк в них составляет 0,3–0,8 г/т, что на три порядка превосходит кларк рения в земной коре (0,0007 г/т). Аномальным для ЧС можно считать содержание рения больше 3,5 г/т [Юдович, Кетрис, 1994].

За рубежом в ЧС наиболее высокие содержания рения установлены в черносланцевой толще сузакского горизонта (ранний эоцен, Средняя Азия) с содержаниями 0,2–23 г/т при средних содержаниях по отдельным месторождениям 6–10 г/т, а также в мансфельдских сланцах Германии (0,1–1500, средние содержания 10–30 г/т). Впервые промышленная добыча рения была организована на мансфельдских сланцах в 1930 г.

Предполагается, что рений в углеродистых сланцах входит в состав сульфидов и присутствует в виде металлоорганических соединений, хотя изредка он встречается в минеральной форме — джезказганит (CuReS_4), рениит (ReS_2). В черных сланцах отмечается положительная корреляция содержания рения с Mo, V, Ni, Cu, U и битуминозным органическим веществом.

Металлоносность углеродистых сланцев, развитых на территории России, изучена неравномерно. Так, наиболее детально изучены сланцы Прибалтийского бассейна, в меньшей степени сланцы Тимано-Печорского, Западно-Сибирского, Таймырского и Оленекского бассейнов. Металлоносность других бассейнов изучена крайне слабо.

Кукерситы Прибалтийского сланцевого бассейна развиты на северо-западе Русской плиты, на западе Ленинградской области и в Эстонии (16). Они слагают многочисленные маломощные (0,04–0,4 м) прослои в глинисто-карбонатной толще верхнего ордовика. Содержание ОВ от 25 до 65%. Рения в кукерситах, по сравнению с другими сланцами, мало, около 0,035 г/т (Юдович, Кетрис, 1996), однако он является их типовым элементом, на что указывает его геохимическая специализация (в кларках концентрации 1000 Re, 160 Sc, 14 Ag и др.) [Смыслов и др., 1996]. Кукерситы являются сырьем для получения жидких углеводородов и могут использоваться как химико-технологическое сырье. В настоящее время комбинат по их добыче и переработке на Ленинградском месторождении в г. Сланцы на западе Ленинградской области закрыт.

В *сланцевых горизонтах верхней юры востока Русской и Тимано-Печорской плит* известны повышенные содержания рения (6, 6а, 6б, 7б, 9а). Мощность горючих сланцев от десятых долей до 1,5–2 м, иногда больше. Концентрации рения составляют около 0,4 г/т, при этом Re не является типоморфным элементом волжских сланцев (геохимическая специализация сланцев: 200 Se, 150 Mo, 22 Ag, 12 Ge, 10 Bi и др.). Сланцевые горизонты имеют широкое площадное распространение и приурочены к толще средневолжского подъяруса. Сланцы, обогащенные органическим веществом, сформировались в морском эпиконтинентальном бассейне.

Доманиковые кремнисто-терригенно-глинистые отложения Тимано-Печорского бассейна (6) также характеризуются рениевой геохимической специализацией (в кларках концентрации) 165 Re, 150 Bi, 50 Mo, 12 U и др. при невысоких содержаниях рения (0,15 г/т). Важно отметить, что Тимано-Печорский регион, где развиты девонские (доманик) и верхнеюрские сланцы, имеющие рениевую геохимическую специализацию, является крупной нефтегазоносной провинцией.

Углеродистые диктионемовые сланцы (копорская свита, пакерортский горизонт, нижний ордовик), развитые на северо-западе Русской плиты, залегают в нижней части разреза ордовикских отложений к югу от Балтийско-Ладожского глинта (1а). Мощность сланцев от 4,5–5 м в западной части Ленинградской области до 0,2 м в районе р. Сясь. Глубина залегания от 0 до 60 м. В южном направлении мощность сланцев постепенно уменьшается, а граница их выклинивания располагается в 15–20 км к югу от глинта.

Диктионемовые сланцы характеризуются комплексной рудоносностью (U, Re, Mo, V и др.). В их геохимической специализации рений имеет существенное значение (в кларках концентрации) — 350 Mo, 160 Sc, 143 Re, 111 Bi, 75 As, 52 U, 24 Cd, 13 Cu, 12 V, 11 Tl, 10 Ag, Au и др. Впервые повышенные содержания Re в сланцах были установлены в конце 70-х годов

XX в. По имеющимся данным [Поплавко и др., 1978; Юдович, Кетрис, 1996; Вялов и др., 2010], содержание рения в сланцах от 0,05 до 3,6, а среднее содержание 0,21 г/т. Рений присутствует в виде примеси в составе сульфидной (пирит, марказит, халькопирит, галенит) минерализации, содержание которой в сланцах достигает 8–10%. Кроме того, рений ассоциирует с глинистым веществом. Такая связь определяется высокой сорбционной емкостью глинистого вещества. Кроме того, установлена связь рения с органическим веществом сланцев и целым рядом химических элементов (Cu, Se, Mo, Ag, In, Sb, Tl, Th, U). Высокая подвижность рения предполагает его присутствие в составе пород в виде легкоподвижных (ионной, молекулярной и коллоидной) форм.

Наличие устойчивой корреляционной связи рения и урана в диктионемовых сланцах позволяет предполагать наличие высоких содержаний рения в этих сланцах на урановых месторождениях (и рудопроявлениях). В полосе развития диктионемовых сланцев известен ряд месторождений (Котловское, Раноловское, Кайболовское, Кумоловское и Красносельское), в рудоносных сланцах которых среднее содержание урана 0,02–0,035%. При разведке на уран определение рения не проводилось. Целесообразно освоение этого объекта как месторождения комплексного сырья. Следует, однако, учитывать тонкодисперсное состояние рения и других радиоактивных и благородных металлов в диктионемовых сланцах, что затруднит их традиционное промышленное извлечение и потребует разработки новых технологий.

Диктионемовые сланцы формировались в условиях эпиконтинентального мелководного морского бассейна. В качестве источника урана большинством авторов [Юдович, Кетрис, 1994; Вялов и др., 2010] рассматривается вулканический (пирокластический) материал, разложение которого привело к обогащению толщи осадков ураном и элементами-примесями, кроме того, нельзя исключить поступление рения и ряда рудных элементов из фундамента по разрывным нарушениям региональной Балтийско-Мезенской зоны [Енгальчев, 2012]. Косвенно, в пользу последнего предположения указывают аномально высокие содержания в сланцах ртути [Халдна и др., 1986]. Для диктионемовых сланцев определено несколько радиологических датировок урановой минерализации: ранний ордовик, ранний триас и верхний мел (Иванова, Грушевой, 2009). Эти данные свидетельствуют о проявлении позднего эпигенетического перераспределения легкоподвижного урана и, вероятнее всего, и рения в ордовикской толще. Масштабы и интенсивность процессов перераспределения пока не изучены, однако такие данные необходимо учитывать при изучении распределения Re в сланцах.

В *углеродистых сланцах цехштейна* Российской Прибалтики (Калининградская область) (саснавская свита, верхняя пермь, 2) в последние годы авторами впервые были установлены стабильно повышенные содержания рения (от 0,2 до 1, среднее 0,55 г/т). Здесь располагается краевая северо-восточная часть европейского цехштейнового бассейна, с углеродистыми медистыми сланцами которого связаны промышленные концентрации МПГ, золота и рения на территории Польши (месторождения Любин, Серошовице, Полковице, Рудна и др.). На территории Калининградской области широко распространены углеродистые сланцы саснавской свиты, которые по стратиграфическому уровню и строению близки к меденосной пачке Нижней Силезии. Сланцы саснавской свиты мощностью 2–5 м характеризуются повышенными содержаниями ОВ, средние содержания $C_{орг}$

4,6–18%. В сланцах установлены высокие содержания Re, Cu, Zn, Pb, Mo, V, TR, а также Se, Bi, As и МПГ. В пределах Калининградской области глубина залегания углеродистых сланцев от 500 (на северо-востоке) до 1500 м (на юге). Характерно, что повышенные концентрации рения в углеродистых сланцах пространственно приурочены к нефтегазоносному району Калининградской области.

Отложения майкопского бассейна (олигоцен – ранний миоцен), обогащенные ОВ, широко развиты на юге европейской части России (Предкавказье, Скифская плита, кряж Карпинского). Определения повышенных содержаний рения известны пока только в рудах уникальных фосфатно-ураново-редкометалльных месторождений Ергенинского рудного района (Калмыкия, Ростовская область) (10а).

Залежи представляют собой маломощные (дециметры и первые метры) протяженные (многие километры) пластообразные тела. Глубина залегания рудных горизонтов, сложенных костным детритом, от 170 до 900 м. Основными компонентами фосфорно-редкоземельно-урановых руд являются костный детрит рыб, сульфиды железа (пирит с примесью As, Cu, Ni, Mn, сфалерит), глины и карбонаты (кальцит). В пределах района установлены 13 месторождений, десятки рудопроявлений и многочисленные пункты минерализации. Среднее содержание редких земель и урана в костном детрите рудных горизонтов в целом составляет ΣTR 1,1, U 0,2%. Наиболее высокие содержания U отмечаются в фосфорном типе руд, Sc в фосфатном и смешанном типах, а Re и Mo в сульфидном. Обращает на себя внимание наличие в составе руд вольфрама (шеелит), золота (купруоурид), серебра (аргентит) и платиноидов.

Рений постоянно присутствует в составе руд (средние содержания 0,2–1,4, до 3,98 г/т) [Столяров, Ивлева, 2008]. Повышенные значения рения (1,5–2 г/т) приурочены к высокосернистым рудам и породам, обогащенным сульфидами железа (сульфидный тип руд S > 20, F₂O₃ > 30, Al₂O на уровне 5, CaO около 6%). Однако установлено, что при одинаковой сернистости на различных месторождениях наблюдаются вариации в содержании рения, что свидетельствует о специфике каждого из месторождений по проявлению процессов накопления рения.

В рудах Ергенинского района выявлены высокие суммарные запасы U 59, P₂O₅ 8462, редких земель 259,6 и Sc 2,83 тыс. т. В последние годы ОАО «Кольцовгеология» (г. Ессентуки) были проведены работы по технико-экономической оценке месторождений данного района как комплексного сырья на фосфор, уран, редкие земли, скандий, в том числе на рений. Ведутся исследования по разработке оптимальной схемы переработки руд.

Отложения морского майкопского бассейна формировались в платформенных условиях в обстановке внутриплитной активизации.

В углеродистых породах нижнего-среднего кембрия куонамского палеобассейна Сибирской платформы известны повышенные содержания рения. Мощность ЧСФ 30–55 м. Высокие содержания в породах C_{орг} (в отдельных пластах горючих сланцев до 30–35%) сопровождаются высокими концентрациями Mo, V, Gd, Se, Bi, Re и других элементов (в частности МПГ). К краевой восточной части куонамского бассейна приурочены горизонты желваковых фосфоритов. Горючие сланцы формировались в обстановках глубокого погруженного (до 600 м, возможно, и более) шельфа [Бахтуров и др., 1988]. Куонамский палеобассейн отнесен к категории активизированных внутриплитных бассейнов.

Для площадей распространения ЧС с повышенными концентрациями рения (как и многих других металлов) характерна связь с территориями современной или былой нефтегазоносности, на что обращалось внимание в работах [Поплавко и др., 1978; Беленицкая, 2012]. Кроме того, повышенные содержания рения в пределах ЧС тяготеют к крупным, вероятнее всего, долгоживущим тектоническим нарушениям.

Рений, как и ряд редких металлов, относится к числу потенциальных попутных компонентов горючих сланцев. Определений рения в их золе не проводилось, тогда как высокая зольность (40–60%) этих пород дает основание предполагать наличие повышенных содержаний рения и других редких металлов в ее составе. Отходы сторания сланцев целесообразно рассматривать как потенциальный источник редких элементов. Перспективы промышленного освоения месторождений рения, как и урана в ЧС, определяются новыми рентабельными технологиями переработки этого минерального сырья, учитывающими как современные требования промышленности, так и экологические нормы.

Железо и марганец. В связи с ЧСФ в северной части Уральской аккреционно-коллизонной складчато-надвиговой области известны крупные скопления железных и марганцевых руд. Такие руды известны на Лемвинской площади (39), входящей в состав Лемвинской структурно-фациальной зоны, протянувшейся в виде прерывистой полосы аллохтонов и параавтохтонов вдоль западного склона Полярного Урала. Эта зона имеет сложное внутреннее строение, обусловленное широким развитием покровно-надвиговых дислокаций [Юдович и др., 1998]. В раннем палеозое Левминская зона представляла собой пассивную окраину континента. Западнее по внешнему краю шельфовой ступени формировались рифогенные комплексы Бельско-Елецкой мегазоны.

Рудоносные углеродистые толщи приурочены к отложениям нижнего палеозоя и, в частности, к харотской свите (силур – нижний девон). В пределах последней выделяются две подсвиты – нижняя черносланцевая и верхняя сланцево-известняковая. Черносланцевые отложения харотской свиты характеризуются богатым и разнообразным геохимическим полем, включающим из породообразующих компонентов $C_{орг}$ и P_2O_5 , а из элементов-примесей V, Cr, Ag, Ni, U, Hg, Cu (в черных сланцах с сульфидами), Fe, Zn, Cd (в фосфатоносных слоях), Mn, Ba (в карбонатных мегаконкрециях). Установлен регионально развитый фосфатоносный геохимический горизонт, имеющий по последним данным поздневенлокский – раннелудловский возраст.

Наиболее важным рудным объектом на Лемвинской площади (39) является Парнокское месторождение железомарганцевых руд. Содержание марганца в рудах 42,2–48,02, железа 0,76–1,38, фосфора 0,01–0,03% [Юдович и др., 1998].

Запасы и прогнозные ресурсы марганцевых руд только в центральной части месторождения составляют по категориям $C_1 + C_2$ 13,4, P_1 11,2, железных руд 9,4 и 3,4 млн т. В железных рудах оценены запасы Ge около 9 т. Рекомендуется постановка прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ масштабов 1 : 200 000 и крупнее с оценкой площадей на марганцевое оруденение парнокского типа, в первую очередь Качамылькской и Усинской площадей по обоим флангам Собского поперечного поднятия, Щугорской площади к югу от Кожимского поднятия, Няминской площади к северу от Оченырдского поднятия. Следует обращать внима-

ние на возможность выявления практически значимых марганцеворудных скоплений на следующих стратиграфических уровнях: верхней части качамыльской серии (O_{2-3}), в яшмоидной пачке наньворгинской свиты (D_3), в воргашорской и яйюской свитах (C_{2-3}).

Кроме того, на восточном склоне Полярного Урала выявлены углеродистые сланцы неркаюского комплекса в составе погурейской свиты (кембрий верхний – ордовик нижний – E_3-O_1pq). В сланцах $C_{орг}$ 4–6%, отмечены аномальные содержания Cr, Mn, Ti, V, P_2O_5 (от 1 до 4%). Черносланцевый комплекс этого района перспективен на фосфоритовые руды, требуется их дополнительное изучение [Габов, 2007].

4.5. ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ РОССИИ НА КОМПЛЕКС ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Анализ карты ЧСФ и многочисленных опубликованных и фондовых работ, посвященных рудоносности углеродистых сланцев, дает возможность провести перспективную оценку ЧСФ территории России на комплекс связанных с ними полезных ископаемых, выделить категории перспективности и предложить очередность проведения геологоразведочных работ (прил. 4.2, табл. 4.2 – вкладка).

По степени перспективности выделены три категории территорий, а также территории с неопределенными перспективами и резервами далекой перспективы. При определении категории перспективности ЧСФ, наряду с их геолого-минералогическими характеристиками, авторы учитывали наличие и масштабы выявленных к настоящему времени на территории распространения ЧСФ промышленных месторождений тех или иных видов минерального сырья, величины их запасов, сведения о прогнозных ресурсах, размеры площадей распространения полезного компонента (установленные и прогнозируемые), конъюнктуру на данный вид полезного ископаемого, состояние инфраструктуры.

Категории на этой карте примерно соответствуют категориям перспективности, приведенным на карте ЧСФ: I категория – весьма высокая и высокая; II категория – умеренная; III категория (формации неопределенной очередности освоения и резерв далекой перспективы) – низкая.

На карте перспективной оценки ЧСФ (прил. 4.2) дана характеристика всех категорий ЧСФ: металлоносных – МУСФ, потенциально металлоносных – пМУСФ, горючесланцевых – ГСФ, комплексных горючесланцевых – КГСФ; наконец, углеродистосланцевых – УСФ, не определившихся в минералогическом аспекте, с указанием для первой категории профилирующего полезного компонента и очередности освоения ЧСФ.

Как следует из анализа рудоносности ЧСФ, реальная практическая отдача и безусловный интерес связаны с месторождениями золота (часто совместно с платиноидами), урана, черных (Fe, Mn), цветных (Pb, Zn), редких (V, Re, Mo, W, As, Sb, Hg, B) металлов, графита, шунгита (с фуллеренами), редких земель, каустобиолитов (нефть, газ, газоконденсат) и собственно горючих сланцев. Приводимая ниже информация о категориях перспективности дается на основе геотектонического положения бассейнов (зон), районов и площадей распространения ЧСФ.

4.5.1. Платформы

Восточно-Европейская платформа (Русская плита). В чехле платформы преобладающее значение в прикладном аспекте пока занимают горючие сланцы.

В качестве *первоочередных* в отношении освоения выступают КГСФ Прибалтийского (1) (три месторождения горючих сланцев и пять месторождений урана, рис. 4.7) и Волжского бассейнов (3) (более 20 месторождений ГС). Прогнозные ресурсы ГС в первом сланценосном бассейне более 10 млрд т, урана до 616,5 тыс. т, во втором – 29,8 млрд т ГС.

После определенного спада в последние годы наметились позитивные сдвиги в поисках, разведке и освоении ГС в отдельных регионах страны. Возобновлено после почти двухлетнего перерыва освоение Ленинградского месторождения ГС в Северо-Западном регионе; намечается довести добычу ГС до 100 тыс. т в месяц. Можно надеяться на оживление освоения КГСФ и в других сланценосных бассейнах Русской плиты с применением передовых технологий переработки сланцев и попутного извлечения из них полезных компонентов.

Во *вторую* категорию перспективности (и очереди освоения) входят бассейны распространения КГСФ – Центральный (4) (0,06 млрд т ГС на 10 месторождениях), Вычегодский (5) (4833,9 млн т ГС), Пешский (7), Волго-Уральский (9) (около 10 месторождений) и Тимано-Печорский (6). Последний бассейн интересен также ураноносностью ЧС, которые отнесены к *третьей* категории в силу небольших запасов урановых объектов и сложившейся конъюнктуры на рынке уранового сырья. В эту же очередь освоения входит и КГСФ Земли Франца-Иосифа (8а).

Чтобы избежать негативных моментов при добыче ГС (совместная добыча и переработка различных по качеству пластов, слабое использование межпластовых пород, необходимость обогащения керогена низкокачественных сланцев, складирование вмещающих глин в виде терриконов), в Волжском регионе развития КГСФ предложена скважинная селективная добыча сырья из пластов [Букина и др., 2006]. Извлечение ГС осуществлялось на многопластовом Коцебинском месторождении с помощью экспериментальной буровой установки наклонно-горизонтальными скважинами. Результатом работ были подъем на поверхность высококачественных ГС первого пласта и демонстрация эффективности использования буровой установки.

При необходимости значительная часть месторождений ГС Волжского бассейна может быть в короткий срок доразведана и подготовлена к освоению. Проблемой здесь является установление возможности использования высокосернистых сланцев в технологическом (переработка) и энергетическом направлениях.

Ко *второй* категории перспективности на Русской плите отнесен и Калининградский сланценосный район (2) с потенциальной на золото, платиноиды и полиметаллы формацией. Интерес к нему вызван обнаружением в меденосных сланцах соседней Польши богатых концентраций платиноидов и золота в связи с цехштейновыми (верхняя пермь) ЧСФ. Однако перспективы обнаружения месторождений (силезского типа) в этом районе значительно снижаются из-за глубокого (около 1000 м) залегания потенциально рудоносных зон. Оправданной может быть постановка поисковых работ в северо-восточной его части, где глубина залегания про-

дуктивных ЧС (саснавская свита) не превышает, по данным бурения на нефть, 500–600 м. В районе выявлено Зареченское рудопроявление золота и платиноидов.

Западно-Сибирская плита. В значительном по размерам Западно-Сибирском бассейне к числу *первоочередных* принадлежит КГСФ, специализированная на нефть и газ (11). Многие месторождения связывают непосредственно с баженовской свитой юры – мела, для которых она является материнской формацией (рис. 4.8). В то же время с «баженовитами» связаны огромные, но низкие по содержанию урана запасы [Плуман, 1971], отработка которых нерентабельна из-за глубокого (около 2 км) залегания продуктивных пластов. Пока не будут разработаны удовлетворяющие промышленность способы извлечения урана из баженовской свиты, этот регион останется в *резерве далекой перспективы*.

Скифско-Туранская плита. Обширный Майкопский бассейн (10) развития МУСФ, специализированный в первую очередь на фосфор, уран и редкие земли (13 промышленных месторождений), а также марганец (Лабинское месторождение), относится к *первой* категории перспективности (и очереди освоения) (рис. 4.9, 4.10). Возможность применения метода скважинной гидродобычи, положительно зарекомендовавшего себя при отработке погребенных циркон-ильменитовых россыпей в Омской области [Доля, 2009], при добыче фосфор-уран-редкоземельных руд в слабоуплотненных породах майкопской свиты тоже может дать положительный экономический эффект.

Сибирская платформа. В чехле платформы установлены две площади распространения ниже-среднекембрийской ЧСФ – Куотско-Куонамская (18а) и Молодо-Уджинская (18б) (849 млрд т ГС) и один район Синско-Майский (18в) (220 млрд т ГС), относящиеся к *первой* и *второй* категориям перспективности. Здесь важнейшее значение приобретает использование технологий комплексной переработки сырья для получения из сланцев не только продуктов для химической промышленности, но и содержащихся в них целой гаммы металлов.

Интерес в регионе также представляет ГСФ Маймеч-Котуйского локального распространения (14а) (прогнозные ресурсы до 30 млн т ГС) – *резерв далекой перспективы* из-за неразвитой инфраструктуры.

4.5.2. Щиты и срединные массивы

Балтийский щит. В числе *первоочередных* выделены Западно-Карельская зона (21) с железорудными и золотоносными ЧСФ (три месторождения – Костомукшское, Корпангское, Межозерское – с запасами более 1000 млн т); Хаутоваарская площадь (22) с комплексными рудами (железо, сера, медь, золото, МПГ – три месторождения с запасами руды более 15 млн т); Падминский район (23) (рис. 4.11) с комплексными рудами (ряд месторождений ванадия, урана, платиноидов с запасами более 5 млн т руды); наконец, месторождения шунгита (запасы более 50, прогнозные ресурсы около 96 млн т), содержащего природные фуллерены C_{60} и C_{70} .

Во *вторую* категорию перспективности входят пМУСФ Приладожской площади (26) (проявления меди, свинца, цинка, золота, графита) и Северо-

Западно-Приладожской площади (27) (золото, медь, железный колчедан). Объект *третьей* категории перспективности – Прионежская площадь (25) с пМУСФ, специализированной на медь. Наконец, *резерв далекой перспективности* составляют пМУСФ Пезозерской площади (глинозем) и УСФ Западно-Онежской площади (20) (медь, серебро, никель, возможно, хром).

Воронежский массив. Открытие на Воронежском массиве платиноидов и золота выдвигают пМУСФ Тим-Ястребовского района (28) в число *первой* категории перспективности. По всем признакам выявленные Тимское и Кшенское рудопроявления платины и золота по мере их исследования вполне могут быть переведены в ранг месторождений (рис. 4.12). Кроме того, в пределах Тим-Ястребовского района наряду с известными проявлениями могут быть выявлены и новые месторождения редкометалльного оруденения [Чернышов, 2004].

Анабарский щит. Несмотря на многолетние усилия геологов, направленные на выявление в этом регионе металлических полезных ископаемых, в первую очередь урана, здесь выявлены лишь его рудопроявления (Балыга-Суох). Вместе с тем, пМУСФ Хапчанского района (296) выдвигается во *вторую очередь* освоения с целью выявления промышленных залежей графита (листы R-49-XII, XIV), где предпосылки обнаружения этого вида минерального сырья наиболее реальны.

Алданский щит. Благодаря крупным месторождениям урана гумбеитовой формации (Элькон, Курунг) Эльконский резервный район в пределах щита переведен в ранг промышленного урановорудного района, что позволяет пМУСФ Олдонгсинского (30а) и Угуйского (30б) районов причислить к *первоочередным* по освоению с целью выявления представительных по масштабу месторождений урана и золота. Для этого имеются соответствующие предпосылки [Молчанов, 2001, 2002].

Чукотский массив. В Восточно-Чукотском районе пМУСФ (34) специализирована на графит и отнесена к *первой очереди* освоения. Залежи графита на месторождениях Кынатлювээм и Пуотен установлены среди гнейсов и кристаллических сланцев архейского (?) возраста с повышенным содержанием олова, вольфрама и урана (до 5 г/т). Содержание урана в графите около 1 г/т. В 1928 г. месторождения графита разрабатывались американскими старателями.

Омолонский массив. В Омолонском районе развита ГСФ (31), которая отнесена к *третьей очереди* освоения, но он может быть отнесен к *объектом далекой перспективности* из-за несовершенной инфраструктуры региона.

Буреинский массив. Все районы с проявлением потенциально металлоносной углеродистосланцевой формацией, специализированной на уран и фосфаты – Туюно-Ниманский (32а), Мальгинский (32б), Мало-Хинганский (32в) – относятся ко *второй* категории перспективности. Многочисленные рудопроявления и мелкие месторождения урана нуждаются в доизучении, так как проводившиеся здесь специализированные исследования на уран были прерваны в 60-е годы в связи с открытием в Средней Азии и Казахстане особо крупных месторождений урана с низкой себестоимостью руды на объектах добычи [Шмариович, 2007].

Ханкайский массив. Потенциально металлоносная формация Восточно-Усури-Ханкайского района (33), специализированная на уран и фосфаты, отнесена ко *второй очереди* освоения по тем же самым причинам, что и на Буреинском массиве.

4.5.3. Складчато-надвиговые области

ЧСФ складчатых областей характеризуются широким спектром металлических полезных ископаемых, однако преобладает среди них золото, сопровождаемое, как правило, платиноидами. Месторождения золота относятся к крупным объектам и составляют существенную долю в запасах страны.

Уральская складчатая система. В числе *первоочередных* промышленных объектов в Уральской СС рассматриваются МУСФ Лемвинской площади (39) (железо, марганец, германий, барит) с Парнокским железомарганцевым месторождением. Запасы и ресурсы марганцевых руд $C_1 + C_2 - 13,4$, $P_1 - 11,2$; железных руд 9,4 и 3,4 млн т. К этой же категории перспектив отнесены и пМУСФ Башкирско-Уралтауской (44) и Сысертско-Ильменогорской (45) площадей с перспективами на золото (в том числе из микститовых толщ нижнего карбона), а также Южно-Новоземельской площади (46) – на уран рис. 4.14.

Во *вторую* категорию перспективности входят пМУСФ, специализированные на уран в пределах площадей Енганепейской (35), Харбейско-Марункейской (36), Хараматолоуской (37) и Хобеизско-Маньхамбовской (40) с общими прогнозными ресурсами около 100 тыс. т урана.

В *третью* категорию перспективности попадает УСФ Приуральского района (9в). К *резерву далекой перспективы* отнесены УСФ Ишеримской (41) и Кваркушко-Каменногорской (42) площади (возможно выявление урана, золота, платиноидов), Лопьинской площади (43) (возможны железо и марганец) и Воркутино-Изяшорской площади (38) (с невыясненными перспективами ЧСФ).

Таймыро-Североземельская складчатая система. Выделенные здесь зоны и районы развития пМУСФ специализированы на золото (преимущественно рифейские отложения) и уран (нижне-среднепалеозойские толщи) и относятся к *первой* категории перспективности (и очереди освоения). Выделяется ряд рудных и потенциально рудных (на золото) районов: Лагерно-Голышевский (на о. Большевик), Северо-Челюскинский, Паландерский, Воскресенский и др.; рудных зон: Ханневичская, Песцовая, Ленинградская и др.

Енисейско-Протеросаянская (Енисейская) складчатая область. Енисейская аккреционно-коллизивно-активноокраинная область примечательна связью с ЧСФ многих ценных компонентов, в первую очередь золота.

В складчатых областях, в том числе и Енисейской, месторождения и рудопроявления золота в терригенных и карбонатно-терригенных толщах относят к экзогенно-эндогенному золото-углеродсодержащему формационному типу. Рудные объекты в регионе представлены золото-антимонит-кварцевой (Советское, Эльдorado), золото-(мышьяковисто)-сульфидной (Олимпиадинское, Ведугинское) и золото-антимонит-березитовой (Удерейское, Раздольненское) промышленными формациями. Типичный пример оруденения в связи с ЧС – месторождение Олимпиада.

К объектам *первой* категории перспективности в Енисейской СО относятся МУСФ площадей Кординской (53) (месторождение Олимпиада золоторудное: более 1000 т Au и др. сопутствующих элементов), Удерейской (54) (Удерейское золото-сурьмяное: Sb – 95 тыс. т, Au – 1,9 т), Верхневогровской (56) (Олень золотопромышленное: U – более 40 тыс. т), Порожинской (58) (Порожинское марганцевое: 150 млн т руды), а также Горевского

района (55) (Горевское полиметаллическое и др.). Во *вторую* категорию перспективности включены пМУСФ Уволгинско-Кедровой площади (52) (ванадий, золото) и Бореминской площади (57) (уран).

К *третьей* категории перспективности отнесены пМУСФ Предсаянской зоны (60), в которой возможно выявление промышленных концентратов МПГ, золота и урана.

УСФ Центрально-Енисейской зоны (51), специализированные на германий, скандий, молибден и уран, отнесены к *резерву далекой перспективы* в силу недостаточной изученности.

Енисейская складчатая система составляет важный сегмент в минерально-сырьевом потенциале Красноярского края и обладает значительными сырьевыми ресурсами как на ближайшее будущее, так и на далекую перспективу.

Алтае-Саянская складчатая область. Единственный район в этой области, включенный в *первую* категорию перспективности, — это Барзасский с одноименным промышленным месторождением горючих сланцев (132 млн т ГС).

Алтае-Саянская СО еще недостаточно изучена в отношении минералогической продуктивности ЧСФ, хотя в свое время и были предприняты попытки выявления в ЧС урановых руд (Б. Б. Голубев и др., 1981). Нельзя исключить возможность обнаружения в ЧСФ промышленных урановородных объектов, для чего необходимы дополнительные геолого-поисковые, разведочные и оценочные работы. Поэтому все пМУСФ, перспективные на промышленный уран, отнесены ко *второй* категории перспективности. Это Окинский район (прогнозные ресурсы U порядка 90 тыс. т), Кузнецко-Батеневский и Восточно-Саянский районы (прогнозные ресурсы U около 125 тыс. т). В число объектов *далекой перспективы* на уран входят районы Полянский (61), Широкологский (62), Мрасский (65), Кодринско-Баратальский (66) и Кош-Агачский (67).

Байкальская складчатая область. К *первой* категории перспективности отнесены МУСФ Бодайбинского района (69) (золоторудные месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший — Au более 1700, Ag более 1500 т), Холоднинского района (70) (одноименное колчеданно-полиметаллическое месторождение) (рис. 4.17, 4.18).

Вторая категория перспективности — пМУСФ, специализированные на золото, уран и МПГ Прибайкальско-Чарской зоны (77). В дальнейших исследованиях как объекты *далекой перспективы* нуждаются УСФ локального распространения: Привитимское (71), Мамаканское (72), Баргузинское (73), Прикотерское (74), Бодайбинское I и II (75, 76), Снежинское (79), Джидинское (82), Хамар-Дабанское I и II (80, 81), и Ангаро-Ленское (78).

Селенгино-Становая складчатая область. *Вторая* категория перспективности — пМУСФ Сиваканской площади (85), специализированная на железо. В эту категорию также включены ГСФ Гусиноозерского (83) и Джидотойского (84) районов (в последнем более 210 млн т ГС).

В дальнейших исследованиях как объекты *далекой перспективы* нуждаются УСФ Джидинского (82) локального распространения.

Верхояно-Колымская складчатая область. Важный поставщик золота в стране, поэтому все ЧСФ, с которыми она в той или иной мере связано, отнесены к *первой* категории перспективности. В их числе МУСФ площадей Омчакская (96а) с золоторудными месторождениями Наталка, Павлик и др., Нежданинская (95а) и Ключюсская (89б) с одноименными

месторождениями золота, а также МУСФ Адыча-Тарынского (89г) района (Сарылахское золоторудное месторождение с сурьмой, мышьяком, ртутью). К этим же объектам причислены пМУСФ, специализированные на золото, серебро, сурьму, в ряде случаев ртуть в пределах площадей Полярник-Ирюнджинская (89в), Куларская (88а), Матахская (88б), Сохско-Балаганахская (89д), Тарын-Юряхская (89е), Усть-Куйгинская (89а). При дальнейшем исследовании ЧСФ на перечисленных площадях необходимо опробовать углеродистые толщи на наличие МПГ.

Объекты *далекой перспективы*, требующие проведения специализированных работ для оценки их минерагенической специализации и потенциала, находятся на западе Яно-Колымской СО: это УСФ Кыллахской (92) (рифей), Сетте-Дабанской (94) (нижний карбон) и Западно-Верхоянской (87) (нижняя пермь) зон, а также УСФ нижнего карбона Саханджинского района (86) на крайнем севере региона.

Чукотская складчатая область. Крупное Майское золоторудное месторождение заключено в МУСФ Майского района (97), входящего в группу *первой* категории перспективности. Концентрация золота в промышленных рудах в среднем 10 г/т [Недра России, 2001]. По имеющимся предпосылкам, можно рассчитывать на открытие в районе новых промышленных золоторудных объектов в связи с ЧСФ.

Охотская складчатая область. Все ЧСФ попадают здесь в группу *третьей* категории перспективности либо могут считаться *объектами далекой перспективы*. К ним принадлежат УСФ площадей Кроноцкой (98), Удовской (99), Колпаковской (100), Анадырской (101). Необходимо выяснение минерагенической специализации и потенциала ЧС на перечисленных площадях.

Амурская складчатая область. К категории *первой очереди* освоения отнесены МУСФ Селемджинского района (103) (Токурское золоторудное месторождение и четыре его аналога), пМУСФ Глухой площади (104) (Глухое золоторудное месторождение); пМУСФ с потенциально промышленной золотоносностью на площадях Деппинская (105), Дидбиранская (106), Холанская (107) и Ситогинская (108). К *первой* категории перспективности отнесена также Дальнегорская площадь (109) с одноименным (или Тетюхинским) бор-полиметаллическим месторождением, в районе которого также рентабельно извлечение коллекционных минералогических образцов. *Вторая очередь* освоения – ГСФ Харанорского района (102).

4.6. Выводы

На основе сбора и анализа многочисленных опубликованных и фондовых источников выполнена сводка геологических и металлогенических особенностей черносланцевых формаций в различных геоструктурах России – на платформах, щитах и срединных массивах, в складчато-надвиговых областях. Впервые составлена карта черносланцевых формаций территории России, на которой указанные геологические образования представлены в виде различных по размерам территорий – бассейнов (в чехлах платформ) и зон (на щитах, срединных массивах и в складчато-надвиговых областях), районов и площадей. Проанализированы представ-

ления различных исследователей в отношении терминологии и классификации черных сланцев и черносланцевых формаций.

Авторами предложена оригинальная классификация ЧСФ на литолого-минерогенической основе. Она позволила систематизировать и отобразить на карте чрезвычайно разнородную и разбросанную по многочисленным отечественным и зарубежным источникам информацию по геологии и минерации ЧС.

Для каждой ЧСФ приведены номер площади ее распространения на карте, возраст, минерогенический тип, состав, количество ОВ, профилирующий полезный компонент, геохимическая специализация, степень постседиментационного преобразования, перспективность. Для горючесланцевых формаций дополнительно указана сфера возможного применения – энергетическая или технологическая.

Проведенный анализ подтвердил высказанные ранее представления специалистов ВСЕГЕИ (Г. А. Беленицкая, С. И. Романовский, В. П. Феоктистов и др.) о геодинамических условиях формирования продуктивных ЧСФ и в то же время позволил получить дополнительные данные по особенностям геологического строения, обстановкам локализации, минерогеническим особенностям и практической значимости ЧС на территории России.

Образование ЧСФ, входящих в состав щитов, срединных массивов и складчато-надвиговых областей, происходило преимущественно в геодинамических обстановках активизированных и стабильных пассивных окраин и внутриконтинентальных рифтогенных. В большинстве регионов в пределах этих геотектонических структур преобладают терригенно-флишеидные формации с колчеданно-полиметаллической и золоторудной (часто с платиноидами) минерализацией (Балтийский щит, Енисейский край, Западное Прибайкалье, Байкало-Витимский пояс и др.).

ЧСФ чехлов древних и молодых платформ (среди них явно преобладают горючесланцевые) имеют сходную литологию, но при этом примечательны существенной долей карбонатности – развиты карбонатно-терригенно-кремнистые (Тиман, Приуралье), терригенно-карбонатные (Прибалтийский бассейн), карбонатно-терригенные (Волжский бассейн) формации. Их главный полезный компонент – горючая составляющая (кероген).

В плане практической отдачи ЧСФ наибольший интерес вызывает золотоносность (с МПП) ЧСФ. Однако золото-платиноидные месторождения присутствуют не во всех из них, а лишь в тех, где, как показал В. А. Буряк, они слагают довольно мощные и протяженные пояса, развитые на пассивных окраинах крупных континентов (древних платформ, кратонов) с сиалическим фундаментом, подверженным в той или иной мере рифтингу. Рудоносные черносланцевые пояса могут располагаться непосредственно в обрамлении современных границ древних платформ (ядерных частей кратонов) или на значительном удалении от них (до нескольких сотен километров) на погребенном (до 10–17 км) кристаллическом основании платформ, т. е. на погруженных окраинах кратонов.

Структурная позиция рудоносных ЧСФ обусловлена коллизионными процессами, в результате которых сформировались регионально протяженные складчатые пояса линейного типа с широко развитыми тектоническими нарушениями различной кинематики. Между степенью дислоцированности углеродистых толщ и их рудоносностью устанавливается в большинстве случаев прямая зависимость. Таковы Сухоложско-Вернин-

ский и Верхне-Хомолхинский золотоносные узлы Ленского золотоносного района, из которых первый наиболее продуктивен и сложен интенсивно дислоцированными породами.

В недислоцированных или слабодислоцированных углеродистых отложениях складчато-надвиговых областей как у нас в стране, так и за рубежом промышленное золото (с платиноидами) оруденение неизвестно. Золоторудные месторождения и рудопроявления, если встречаются (достаточно редко), то имеют иную рудно-формационную принадлежность (обычно в связи с вулканогенными или вулканогенно-плутоногенными комплексами).

Степень золотоносности черносланцевых поясов (прогибов) также находится в прямой зависимости от размеров палеобассейнов и мощности слагающих толщ. В наиболее продуктивных районах (Ленский) суммарная мощность черносланцевых толщ достигает 15–17, в менее продуктивных 4–6 км [Буряк и др., 2005].

В ходе рассмотрения прогнозно-поисковых критериев и признаков промышленных рудных объектов в связи с ЧСФ в их число нами предлагается включить (для золоторудных объектов) распространение золотоносных россыпей в полях развития ЧСФ. Мы полагаем, что наличие россыпного золота (часто в промышленных объемах) среди черносланцевых зон, районов и площадей или в непосредственной близости к ним обычно свидетельствует о возможности выявления в ЧСФ коренных источников золота.

Производить же оценку степени сохранности коренных месторождений золота в ходе естественных пострудных эрозионных процессов позволяет методика, разработанная в последние годы Н. И. Мишиным с соавторами [2007]. Предложенный ими подход на основе детального анализа структуры рудных полей позволяет, с одной стороны, оценить уровень сохранности коренного месторождения золота, с другой, представить потенциал золотоносных «дочерних» россыпей в зависимости от предыдущего фактора. Методика успешно апробирована и показала свою эффективность на ряде золоторудных месторождений в ЧСФ, в частности, в Омчакском золоторудном районе (месторождение Наталка) и Селемджинском золоторудном узле (месторождение Токурское).

Анализ геологии и минерации разнообразных ЧСФ на территории России позволил дать предложения по очередности освоения продуктивных ЧСФ.

Обозначены и сдерживающие факторы скорейшего освоения месторождений полезных ископаемых, заключенных в ЧСФ: отсутствие рентабельных технологий добычи и переработки «черносланцевых» руд, ряд возникающих экологических проблем при разработках этого вида минерального сырья.

Приведенные сведения по геологии ЧСФ, их прогнозным ресурсам и их промышленному потенциалу дают возможность лучше ориентироваться при решении вопросов размещения инвестиций в каждом из конкретных районов их проявления на территории России.

Можно полагать, что дальнейшие целенаправленные и более углубленные исследования геологических особенностей и минерации ЧСФ в нашей стране помогут осветить новые стороны их ещё далеко не реализованного потенциала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии разработаны научно-методические основы картирования, комплексного литогеохимического анализа и минерагенической оценки трех групп осадочных формаций — рифовых, соленосных (галогенных) и черносланцевых (высокоуглеродистых). Эти формации в осадочных разрезах играют особую индикаторную и прогнозную роль, они ярко индивидуализированы по своим вещественным и структурным характеристикам, занимают достаточно устойчивые фациально-палеогеографические и палеогеодинамические позиции и обладают чрезвычайно высокой и постоянно растущей минерагенической значимостью. Все это послужило основанием для их выбора в качестве первоочередных объектов картирования и формационно-минерагенического анализа.

Для территории России составлен комплект согласованных между собой карт рифовых, галогенных и черносланцевых формаций в масштабе 1 : 10 000 000. В задачи картирования входил комплексный литологический, фациально-палеогеографический, палеогеодинамический и минерагенический анализ формаций для их прогнозной оценки. Для легенд карт разработаны специальные структурно-вещественные классификации формаций, а также вспомогательные классификации ряда отражаемых на картах показателей (фациально-палеогеографических, палеогеодинамических, минерагенических и др.). На картах приведены унифицированные наборы характеристик каждой формации и литолого-минерагенические колонки. Карты сопровождают комплекты взаимоувязанных информационно-аналитических материалов, включающих реестры формаций (с наборами их важнейших показателей) и схемы межрегиональной корреляции, устанавливающие закономерности пространственно-временного распространения формаций в основных геоструктурных подразделениях России. В тексте проанализированы особенности состава и строения формаций, а также обстановки и условия их формирования — фациальные, палеогеографические, палеогеодинамические. Всего закартировано и охарактеризовано свыше 150 рифовых, 130 галогенных и 135 черносланцевых формаций. Текст иллюстрирует профили и схемы. Созданы реестры месторождений полезных ископаемых по каждому типу формаций. Для разных групп полезных ископаемых — рудных, нерудных, гидроминеральных, горючих — уточнены характер их связей с контролирующими формациями и факторы их локализации. Построены карты перспективной оценки каждой группы формаций территории России.

Карта рифовых формаций территории России. Карта нового поколения качественно отличается от изданной в 1990 г. [Рифогенные ... , 1990]. Учтены полученные в последние годы новые материалы по рифовым формациям разных регионов России, включая акватории. Более крупный масштаб карты позволил графически отразить существенно больший объем данных по рифовым формациям. Особенно это касается таких важных геолого-экономических регионов, как Тимано-Печорский, Волго-Уральский, Прикаспийский. Для этих территорий впервые в едином плане показаны протяженные (до 3500 км) погребенные рифовые системы, с которыми связаны многочисленные месторождения углеводородов. Нашли отражение принципиально новые данные по нефтегазоносным нижнепермским рифовым формациям на современном шельфе Тимано-Печорской плиты, а также установленные и предполагаемые по сейсмическим данным рифовые формации каменноугольного и пермского возрастов на шельфе Баренцева моря. Значительно дополнены и уточнены данные о распространении девонских, каменноугольных и пермских рифовых формаций для Прикаспийского региона. Для Сибирской платформы, помимо нижнекембрийских, показаны рифовые формации среднего и позднего кембрия. Со значительно большей детальностью и с привлечением новых материалов показаны рифовые формации Новой Земли, с которыми связаны различные месторождения полезных ископаемых.

Для крупных регионов и отдельных структурно-тектонических зон характеристика формаций сопровождается литолого-стратиграфическими разрезами, отражающими в том числе и пространственно-временную последовательность рифогенных формаций.

На Карте и в тексте охарактеризованы структурно-тектоническое положение формаций, их типы, возраст, мощность, виды формациеобразующих органогенных построек, их форма, размеры, размещение на площади, каркасостроители и сопутствующие организмы, состав отложений, парагенетически связанных с органогенными постройками. Определен также характер фациальных соотношений со смежными формациями, состав подстилающих и перекрывающих отложений.

Рифовые формации установлены в широком возрастном диапазоне; основными эпохами рифообразования на территории России были кембрий, девон, карбон и пермь.

Рассмотрены палеогеографические и палеогеодинамические обстановки, в которых формировались рифовые комплексы. Наиболее мощные рифовые пояса приурочены к краевым частям Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Их возникновение было связано с разными стадиями развития сопредельных палеоокеанических бассейнов. Различаются рифовые формации внутриплитные, активизированных частей континентальных плит, пассивных континентальных окраин и активных окраин островодужного типа. К рифовым формациям активизированных частей континентальных плит отнесены кембрийские рифы Сибирской платформы, континентальных окраин — верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские рифы краевых частей Восточно-Европейской платформы. Среди последних различаются рифовые комплексы, образовавшиеся на дивергентной стадии развития Уральско-Палеоокеана (верхнедевонские — нижнекаменноугольные) и на коллизионно-орогенной (верхнекаменноугольно-нижнепермские). Типичными представителями рифовых формаций пассивноокраинного типа являются ордо-

викские и силурийские рифы западного склона Урала. Островодужные рифовые формации представлены преимущественно вулканогенно-рифовыми комплексами восточного склона Урала, а также Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей.

Сделан важный вывод о том, что восточные районы Баренцева моря находились в зоне влияния Уральского палеоокеана. Рифовые формации девонского, каменноугольного и пермского возрастов образуют непрерывную полосу, протянувшуюся на 3500 км вдоль Урала — от Прикаспия на юге до северных районов Новой Земли на севере, образуя один из важнейших нефтегазоносных комплексов.

База данных месторождений полезных ископаемых, связанных с рифовыми формациями, включает развернутую информацию о 322 месторождениях нефтегазовых и 85 твердых полезных ископаемых.

На территории России с рифовыми формациями связаны многочисленные месторождения нефти и газа, полиметаллических руд и бокситов. В них также установлены месторождения железа, марганца, флюорита, фосфоритов, но их значение в общем балансе данных видов минерального сырья менее значимо.

Нефтегазоносность рифовых формаций установлена в Прикаспийской, Волго-Уральской, Тимано-Печорской, Лено-Тунгусской, Западно-Сибирской нефтегазоносных провинциях. Наиболее значительна она в первых трех провинциях, где в рифовых комплексах сосредоточено около 10% всех ресурсов углеводородов. Нефтегазовые месторождения приурочены к рифовым формациям разного типа: к внутриплитным, краевым, внутридепрессийным. Установлены следующие особенности локализации скоплений углеводородов. В краевых и внутридепрессийных формациях рифы часто сами являются высокочемкими коллекторами, тогда как во внутриплитных они чаще выступают как структурообразующие элементы для формирования месторождений в перекрывающих толщах. Как одна из наиболее перспективных нефтегазоносных областей рассматривается Баренцевоморская. Для нее впервые построена прогнозная карта распространения карбонатной рифовой формации раннепермского возраста. Наибольший практический интерес здесь, по аналогии с Прикаспийской провинцией, могут представлять краевые и внутридепрессийные рифовые формации.

Среди металлических полезных ископаемых, связанных с рифовыми формациями, практический интерес представляют бокситы и полиметаллические свинцово-цинковые руды.

Месторождения бокситов локализованы в девонских рифовых формациях Тагильской мегазоны Северного Урала и Алапаевской мегазоны Среднего Урала. Рифовые формации ассоциируют с вулканогенными комплексами. При формировании бокситовых залежей рифовые тела играли аккумуляционную роль, а вулканогенные, по-видимому, служили источником бокситового материала. В базе данных приведена информация о 27 месторождениях и проявлениях бокситов.

Полиметаллические месторождения связаны с двумя типами рифовых формаций. В пределах Алтае-Саянской и Байкальской складчатых систем они приурочены к островодужным вулканогенно-рифовым формациям. В Пайхойско-Новоземельской и Сихотэ-Алинской складчатых системах полиметаллическая специализация характерна для пассивноукраинных карбонатно-биогермных формаций.

Основные региональные закономерности формирования разных типов месторождений полезных ископаемых, связанных с рифовыми комплексами, сведены в реестр прогнозных критериев, который послужил основой для рекомендаций по постановке геологоразведочных работ.

Карта галогенных формаций территории России. Среди вещественно-геохимических разновидностей галогенных формаций (ГФ) на территории России количественно доминируют формации сульфатно-кальциевого типа. Галититовые установлены лишь на уровнях наиболее широкого распространения ГФ: V_2-E_2 , S_2-D_1 , D_{2-3} и P_{1-2} , J_3 и $N-Q$. Калиеносные хлоридного типа развиты на тех же уровнях, при этом на двух из них — V_2-E_2 и P_{1-2} — масштабы калиеносности очень значительны, а на двух — D_{2-3} и J_3 — калиеносность слабо выражена. ГФ наиболее редкого сульфатно-калиевого типа характерны для одного пермского уровня, выделяющегося максимальной интенсивностью всех типов галогенеза (Прикаспийский и Балтийский бассейны). Формации сульфатно- и карбонатно-натриевых типов, в палеобассейнах весьма редких, довольно широко распространены (хотя и в несопоставимо малых масштабах) среди голоценовых отложений.

Серия схематических карт-срезов для основных стратиграфических уровней соленакопления отражает особенности размещения ГФ разных вещественных и палеогеодинамических типов на территории России и их соотношения на каждом уровне в их последовательностях. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для основных эпох соленакопления дают общее представление о тенденциях изменения палеогеодинамических ситуаций и о соотношениях с ними соленосных бассейнов мира и России. Сопоставление двух наборов схем, выполненных для одинаковых возрастных срезов, позволило полнее воссоздать картину палеогеодинамической позиции и истории ГФ России и уточнить ряд общих палеогеодинамических закономерностей их пространственно-временного размещения.

По особенностям палеогеодинамического размещения и эволюции ГФ различают три типа областей и поясов: внутренние части палеоконтинентов — ГФ приурочены к бассейнам внутриконтинентальных палеорифтогенных систем; пограничные пояса — окраины палеоконтинентов и смежные окраинные области палеоокеанических бассейнов, т. е. зоны взаимоперехода — ГФ распространены наиболее широко, они последовательно возникали здесь в бассейнах разных геодинамических обстановок, переживавшихся палеоокраинами (межконтинентальных рифтов, пассивных окраин, активных окраин, коллизионных); внутренние области палеоокеанических поясов — ГФ связаны главным образом с палеомикроконтинентами и также возникали на разных стадиях их эволюции, сохранившись преимущественно в задуговых бассейнах растяжения и сжатия. В итоге в пространстве основная масса ГФ контролируется внутриконтинентальными палеорифтовыми структурами разного масштаба (и их тектоническими производными) и окраинноконтинентальными эволюционирующими системами. На окраинах палеоконтинентов, смежных с подвижными поясами и в своем развитии подчиненных их эволюции, ГФ распространены наиболее широко. Области максимальной их локализации являются углы платформ: современные экзогональные синеклизы, отвечающие былым углам палеоконтинентов, ограниченными двумя подвижными поясами; именно таково рас-

положение крупнейших ГФ Прикаспийского и Восточно-Сибирского бассейнов. Ныне на территории России наиболее полно и масштабно представлены (сохранились) ГФ трех геодинамических классов: внутриконтинентальных палеорифтов (авлакогенов), активноокраинного и коллизионного. Первые локализируются во внутренних частях палеоконтинентов, вторые и третьи — в пределах окраинных палеопоясов и относительно локально в их внутренних частях, где тяготеют к микроконтинентальным блокам.

Для каждого геоструктурного элемента суммарные возрастные интервалы проявления галогенеза коррелируются с этапами и стадиями развития подвижных поясов (или их частей), инициировавших активность этих элементов. Возраст же наиболее масштабных проявлений галогенеза отвечает тектоническим фазам, наиболее значимым для соответствующего элемента, менее масштабных — менее значимым. Уровни максимального развития галогенеза для территории России в целом примерно те же, что и глобальные. Однако в каждом регионе они варьируют, коррелируясь с фазами деструкции, растяжения или сжатия, затронувшими данную территорию. Во многих структурах ГФ развиты многоярусно, образуя до 5–9 уровней.

Сравнительный историко-геодинамический анализ, выполненный для соленосных бассейнов мира и России, выявил ряд общих закономерностей их пространственно-временного размещения и эволюции.

1) Периодичность галогенеза — неравномерно-дискретный характер количественного и качественного распределения по стратиграфической шкале с образованием ряда максимумов — эпох галогенеза. Главные максимумы-эпохи на территории России V_2 – E_2 , D_{2-3} , P_{1-2} , J_3 ; из них два самых крупных (первого порядка) V_2 – E_2 и P_{1-2} . Менее выражены S_2 – D_1 и N – Q . Все максимумы отвечают глобальным эпохам галогенеза в геологической истории Земли, в том числе оба самых крупных V_2 – E_2 и P_{1-2} — крупнейшим из них. Однако не все глобальные максимумы проявились на территории России. В частности, глобальный миоценовый максимум выражен здесь очень ограниченно. Наблюдается корреляция уровней галогенеза с эпохами диастрофизма и с другими уровнями проявления тектонической активности.

2. Пространственная упорядоченность — размещение ГФ на каждом стратиграфическом уровне в пределах относительно активных (на данном этапе) территорий, контролируемых либо границами прилежащих к ним литосферных плит, либо внутриконтинентальными рифтогенными системами (или их ветвями). Крупнейшие ГФ связаны с пересечениями активных систем.

3. Региональные особенности возрастного распределения ГФ проявляются в общей корреляции возрастных интервалов развития ГФ в пределах конкретных регионов с временными интервалами проявления в них (или в непосредственном обрамлении) тектонической активности, а отдельных уровней галогенеза — с наиболее значимыми для данных палеоструктур фазами и импульсами тектонической активности. Многоуровненность галогенеза повторяет многоактность тектонической активности.

4. Синхронность (или закономерная миграция) галогенных событий отражает особенности пространственно-временного распределения и соотношения сомасштабных палеотектонических событий.

5. Избирательная связь некоторых вещественных (геохимических) типов ГФ с теми или иными эпохами галогенеза создает своеобразную геохимическую «специализацию» этих эпох, совпадающую с глобальной. Наиболее отчетливо выражена «калийная специализация» пермской и поздненевско-среднекембрийской эпох, в том числе в пермской эпохе сульфатно-калиевого типа.

Пространственно-временные закономерности распределения ГФ отчетливо отражают закономерности палеотектонического развития. Они могут быть использованы при проведении исследований как галогенных, так и сопряженных с ними образований, прежде всего рифогенных и черносланцевых формаций и всех групп полезных ископаемых, связанных с рассматриваемыми формациями и их парагенезами. Шкалы региональных галогенных «событий» разного ранга могут также служить индикаторами различных геологических «событий» — палеотектонических, геохимических, биотических и др. — и быть использованы для целей региональной и межрегиональной стратиграфической корреляции.

Каждый геодинамический тип соленосного бассейна имеет определенные и довольно устойчивые сочетания особенностей как галогенных, так и сопряженных и вмещающих их негалогенных образований, которые могут служить литогеодинамическими индикаторами. Все вместе они составляют информационную основу, пригодную для решения ряда прямых и обратных задач литогеодинамического анализа. В частности, они дают возможность с одной стороны по изученным признакам соленосных бассейнов опознавать или хотя бы намечать геодинамические типы контролирующих их обстановок, а с другой, в уже опознанных типах обстановок прогнозировать как само наличие галогенных комплексов, так и их вероятные геохимические и другие особенности.

Для обширного и разнообразного спектра галофильных полезных ископаемых, связанных с ГФ, разработана вещественно-генетическая типизация. Выделены следующие группы, различающиеся по вещественным и минерагеническим особенностям и по характеру связей с галогенными или негалогенными членами формаций: галургическая (собственно галогенная), включающая две подгруппы — ископаемых и современных (самосадочных) солей; гидроминеральная (формационные погребенные рассолы); рудная, с подгруппами металлических и неметаллических полезных ископаемых; серная, объединяющая месторождения серы самородной и серы газовой; углеводородная.

Галофильные полезные компоненты обозначены в качестве закономерных звеньев единых структурированных соленосных рудно-породных систем, в которых они избирательно связаны с определенными их геохимическими типами, подчинены особенностям внутреннего строения, занимают устойчивую позицию в их структуре, связаны с определенными обстановками и стадиями геодинамического и литогенетического развития. Состав и распределение полезных ископаемых во многом зависят от вещественных и структурных характеристик самих ГФ и важнейших особенностей их распространения. Вещественно-геохимические типы формаций в значительной мере предопределяют основные виды связанных с ними полезных ископаемых. Наиболее выражена такая связь для собственно галогенной (соляной, галургической) группы, сырьевая значимость которой в наибольшей мере зависит от вещественных показателей ГФ. Этими же показателями во многом определяется и комплекс

заклученных в них полезных микрокомпонентов. Кроме того, вещественно-геохимические особенности ГФ во многом определяют макро- и микрокомпонентный состав связанных с ними рассолов.

Уровни преимущественной локализации месторождений галургической группы отвечают уровням распространения наиболее значительных ГФ. На этих уровнях развиты все калиеносные формации хлоридного типа, на двух из них (самых масштабных) — V_2-E_2 и P_{1-2} — калиеносность весьма значительная, а на двух других — D_{2-3} и J_3 — лишь слабовыраженная. Месторождения наиболее редкого сульфатно-калиевого типа характерны лишь для одного, пермского уровня, выделяющегося максимальной интенсивностью всех типов галогенеза (Прикаспийский и Балтийский бассейны). Раскрытые особенности размещения в структуре ГФ месторождений других групп полезных ископаемых, сопряженных с теми или иными типами ГФ и с теми или иными участками их структуры, весьма важны для определения зон и уровней их вероятной локализации.

Предложена система мировых геолого-минерагенических эталонов соленосных бассейнов. Для каждого вида галофильных полезных ископаемых намечены эталонные объекты, выбранные из числа отечественных и зарубежных бассейнов, выделяющихся высоким минерагеническим потенциалом соответствующего типа и содержащих уникальные или максимально крупные концентрации этого вида полезных компонентов.

Анализ позволил оценить известные и выявить ряд новых закономерностей пространственной и возрастной локализации полезных ископаемых каждой из групп, учитывающих их взаимосвязи с ГФ и позволяющих более уверенно судить о минерагеническом потенциале формаций, о видах и масштабах продуктивности разных их вещественных и структурных типов в пределах основных геоструктурных элементов территории России.

Карта перспективной оценки ГФ территории России масштаба 1 : 10 000 000 выполнена на упрощенной формационной основе карты ГФ. Дана оценка перспектив по всем группам полезных ископаемых, отдельно для каждого вида. Карта характеризует общую картину установленной и прогнозной минерагенической значимости ГФ для территории России в целом и каждой формации в отдельности. Среди полезных ископаемых, связанных с ГФ, ныне наибольшая часть сосредоточена в контурах крупнейших ГФ, развитых в пределах Прикаспийского, Волго-Уральского, Восточно-Сибирского, Тимано-Печорского и ряда других соленосных бассейнов. Каждый вид полезных ископаемых представлен объектами, содержащими значительные концентрации и крупные запасы соответствующего вида сырья и обладающими высоким минерагеническим потенциалом.

На Карте перспективной оценки ГФ территории России выделено более 50 площадей, перспективных на разные группы и виды полезных ископаемых. Из галургической группы ГФ России могут содержать практически неисчерпаемые запасы каменной (и поваренной) соли, гипсов и ангидритов, а также крупнейшие концентрации калийных и магниевых солей и элементов-примесей Br, Li, Rb, В и др. Основные перспективные площади сосредоточены на территории Прикаспийского, Волго-Уральского и Восточно-Сибирского регионов. Заслуживает внимания возможность использования соляных толщ и соляных куполов в качестве

хранилищ нефти и газа, а также промышленных отходов. В группе гидроминерального сырья основные перспективы связаны с микрокомпонентами формационных рассолов (Br, Li, B и др.) Восточно-Сибирского, Прикаспийского и Соликамского бассейнов. Особый интерес могут представлять жидкие комплексные (прежде всего литиевые) руды Восточно-Сибирского бассейна. Возможности использования гидроминерального сырья высоки, однако пока они реализуются очень ограниченно. В рудной группе наибольший интерес представляют перспективные площади на следующие виды руд: медь, свинец, цинк в сочетании с серебром, возможно, МПГ в месторождениях типа медистых песчаников, медистых сланцев и частично в карбонатных комплексах (Двинско-Бузулукский, Волжско-Мезенский, Восточно-Сибирский, Прибалтийский бассейны); флюорит (в том числе оптический), бораты и ряд представителей Pb-Zn-Ba-Sr-F-Hg-ассоциации в кепроках соляных куполов (Тунгусско-Хатангский бассейн); железные руды ангаро-илимского типа (Восточно-Сибирский бассейн). Хотя промышленное значение рассматриваемой группы на территории России пока достаточно ограничено, однако с учетом данных о зарубежных аналогах их минерагенический потенциал представляется весьма высоким. В серной группе основные перспективы обоих типов месторождений – серы самородной и серы газовой – связаны с Волго-Уральским и Прикаспийским бассейнами. Газовая сера – ныне основной по значимости источник серосодержащего сырья в России – остается несомненным лидером и в перспективе. В углеводородной группе высокая значимость солей в качестве фактора, контролирующего размещение нефтегазовых залежей, сохранится в бассейнах как с пластовым залеганием солей (Восточно-Сибирский, Волго-Уральский и др.), так и с интенсивными проявлениями солянокупольной тектоники (Прикаспийский, частично Волго-Уральский и др.). Вероятно, возрастет количество скоплений углеводородов, непосредственно связанных с ГФ, залегающих в под- и межсолевых отложениях (верхневендско-среднекембрийская ГФ Восточно-Сибирского бассейна, нижнепермская Волго-Уральского и Прикаспийского), а также в кепроках соляных куполов девонских солей Енисейско-Хатангского бассейна и пермских солей Прикаспийского.

Минерагенический потенциал ГФ России раскрыт пока лишь частично и может быть существенно расширен.

Карта черносланцевых формаций территории России. Конкретизированы понятия «черные сланцы» и «черносланцевые формации» (ЧСФ). Предложено принять (по Я. Э. Юдовичу и М. П. Кетрис), что черные или углеродистые сланцы – это водноосадочные горные породы преимущественно темного цвета, пелитоморфные и сланцеватые, обогащенные сингенетичным органическим веществом преимущественно аквагенного и отчасти терригенного типа с его содержанием более 1%. Черносланцевые же формации, или формации черных сланцев (по А. В. Сидоренко), представляют собой ассоциацию осадочных и (или) вулканогенно-осадочных пород и органического вещества, сформированную под совокупным влиянием геологических условий, среды и биологических экосистем, тесно связанных между собой в пространственном, временном и генетическом отношениях.

Разработана классификация ЧСФ, учитывающая их вещественный состав и минерагеническую специализацию. Классификация оттеняет ми-

нерагеническую нагрузку черных сланцев и их экономическое значение. Так, *горючесланцевые* формации представляют практический интерес своей горючей составляющей — керогеном; в *комплексных горючесланцевых* формациях, наряду с керогеном, разработке подлежат и иные минеральные компоненты — уран, рений; *металлоносные ЧСФ* содержат промышленные месторождения тех или иных видов минерального сырья; *потенциально металлоносные* — рудопроявления и непромышленные месторождения. Для ЧСФ с невыясненным или еще неопределенным минерагеническим потенциалом предложено название *углеродисто-сланцевые*; в ходе дальнейшего изучения они могут быть переведены в одну из названных выше категорий.

Предложенная классификация стала основой легенды Карты черносланцевых формаций и может быть использована и при картографических работах среднего и крупного масштабов.

Анализ Карты подтвердил представления специалистов ВСЕГЕИ [Литогеодинамика ... , 1998] о палеогеодинамических условиях формирования ЧСФ и в то же время позволил получить дополнительные данные по обстановкам их отложения и постседиментационного преобразования, определяющих их химизм, литолого-фациальные, минерагенические особенности и практическое значение.

ЧСФ, входящие в состав щитов, срединных массивов и складчато-надвиговых областей, образовались преимущественно в геодинамических обстановках активизированных и стабильных пассивных окраин и внутриконтинентальных рифтогенных. В большинстве регионов в пределах этих геотектонических структур преобладают терригенно-флишоидные формации с золоторудной (часто с платиноидами) минерализацией (Балтийский щит, Енисейский кряж, Западное Прибайкалье, Байкало-Витимский пояс и др.), а также с колчеданно-полиметаллической специализацией.

Горючесланцевые и комплексные горючесланцевые формации тяготеют к разрезам чехлов древних и молодых платформ. Для них характерна высокая карбонатность — преобладают карбонатно-терригенно-кремнистый (Тиман, Приуралье), терригенно-карбонатный (Прибалтийский бассейн), карбонатно-терригенный (Волжский бассейн) типы формаций. Их главный полезный компонент — горючая составляющая (кероген).

Для «плитных» ЧСФ степень постседиментационных преобразований находится на разных стадиях катагенеза. Благоприятные термодинамические параметры преобразования сапропелевого и гумусо-сапропелевого вещества в черных сланцах на определенном уровне катагенеза приводят к генерации промышленных месторождений нефти («главная фаза нефтеобразования», по Н. Б. Вассоевичу), газа и их производных. Степень преобразования ЧСФ на щитах, срединных массивах и в складчато-надвиговых областях достигает зеленосланцевой фации регионального метаморфизма либо превышает её. Можно с большой долей уверенности утверждать, что именно зеленосланцевая фация регионального метаморфизма является косвенным показателем локализации в ЧСФ промышленного золоторудного (совместно с МПП) оруденения.

Источником органического вещества высокоуглеродистых морских пород широкого возрастного диапазона (от раннего протерозоя до неогена включительно) являлись массовые скопления зоо- и фитопланктона, а также альго-бактериальные сообщества, которые существовали как

в зонах литорали и сублиторали, примыкавшими к континентальной или островной суше, так и на открытых пространствах морских бассейнов вдали от побережья. Области литорали и сублиторали служили местом накопления шунгитов Карелии (PR₁), черных сланцев КМА (PR₁), кукурситов и диктионемовых сланцев Прибалтики (O₁) и горючих сланцев волжского яруса (J₃) Русской платформы, майкопских сланцев юго-восточного погружения Б. Кавказа. В обстановках открытоморских глубоководных бассейнов формировались ЧСФ рифея Байкальской складчатой системы, доманиковые отложения Приуралья (D₃), баженовиты Западной Сибири (J₃–K₁), куонамская формация Сибирской платформы (Є₁₋₂), черносланцевый пояс Восточного Верхоянья (PZ₃–MZ) и др. Данные по современному, фанерозойскому и позднедокембрийскому этапам накопления высокоуглеродистых осадков показывают, что в подавляющей части (около 90%) органическое вещество отлагается в области подводных окраин материков с пассивным тектоническим режимом, особенно на участках подъема глубинных вод (зоны апвеллинга), обогащенных питательными веществами, которые необходимы для бурного развития планктона.

Для ЧСФ в складчато-надвиговых областях исследованиями последних лет (работы И.Н. Томсона и др.) допускается присутствие, наряду со стратиформными, «эндогенных черных сланцев», образующихся вдоль каналов миграции азотно-углеродородного флюида, тогда как стратиформные черные сланцы есть продукт эксгальционно-осадочного процесса. Такие представления дают возможность говорить о геохимических особенностях различных типов углеродистых пород и о возможном участии в формировании тех и других глубинных восстановленных флюидов, приносивших углеводороды и металлы, т. е. о проявлении фактора флюидной разгрузки.

На формирование ЧСФ нередко оказывают влияние процессы вулканизма. Так, ЧСФ зон рифтогенеза входят в состав осадочно-вулканогенных формаций кремнисто-спилитового типа, пространственно тесно связанных с породами габбро-перидотитового ряда и образующих вместе с ними офиолитовую ассоциацию (Балтийский щит). Для подобных ЧСФ характерны ураноносность, повышенная первичная золотоносность и относительно высокие содержания платиноидов.

Минерагенический спектр черносланцевых формаций, отображенных на Карте, разнообразен. Уран, золото, металлы платиновой группы, ванадий, молибден, редкие земли, черные и цветные металлы, углеводородное сырье, графит, фуллерены шунгитов – вот неполный перечень ценного минерального сырья, связанного с ЧСФ, которое либо уже используется, либо будет обрабатываться в обозримой перспективе. Основные факторы, сдерживающие активное освоение перечисленных видов минерального сырья – отсутствие рентабельных технологий добычи и переработки «черносланцевых» руд, а также ряд нерешенных экологических проблем при их разработке.

Составлена Карта перспективной оценки черносланцевых формаций территории России масштаба 1 : 10 000 000. По каждой из выделенных территорий дана оценка перспектив по разным видам полезных ископаемых, очередность их освоения и рекомендуемые методы постановки геологоразведочных работ. Карта характеризует общую картину установленной

и прогнозной минерагенической значимости ЧСФ для территории России в целом и каждой из формаций в отдельности.

Среди полезных ископаемых, связанных с ЧСФ, наибольшее практическое значение приобрели уран и золото, развитые на Балтийском щите (Падминский район с уран-ванадий-редкометалльными месторождениями) и в складчато-надвиговых системах – Байкальской (Бодайбинский золоторудный район), Верхояно-Колымской (Омчакская, Нежданинская и др. золоторудные площади), Чукотской (Майский золоторудный район) и др. Многие другие территории распространения ЧСФ также располагают весьма высоким минерагеническим потенциалом, открытие в них месторождений разных видов минерального сырья черносланцевого типа является лишь вопросом времени.

Сведения о геологии ЧСФ, их прогнозных ресурсах и промышленном потенциале дают возможность лучше ориентироваться при решении вопросов размещения инвестиций в каждом из конкретных районов их проявления на территории России. Можно полагать, что дальнейшие целенаправленные и более углубленные исследования геологических особенностей и минерагении ЧСФ в нашей стране помогут осветить новые стороны их ещё далеко не реализованного потенциала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксенов Е.М., Баталин Ю.В., Вишняков А.К. Минеральные соли России и стратегическое направление развития и освоения их сырьевой базы // Разведка и охрана недр. 2012. № 5. – С. 9–15.

Аксенов Е.М., Баталин Ю.В., Вишняков А.К., Туманов Р.Р. и др. Перспективы освоения сырьевой базы калийных удобрений на востоке России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2008. № 1. – С. 79–89.

Александров В.А. и др. Разрез верхнего карбона г. Воскресенская // Путеводитель геологической экскурсии по разрезам карбона Урала (Башкирия). – М.: Наука, 1975. – С. 46–52.

Анисимов Л.А. Геохимия сероводорода и формирование залежей высокосернистых газов. – М.: Недра, 1976. – 160 с.

Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). – Екатеринбург, 2003. – 303 с.

Антропов И.А. О рифовых образованиях девона и нижнего карбона центральной части востока Русской платформы // Ископаемые рифы и методика их изучения: Труды третьей палеоэколого-литологической сессии. – Свердловск, 1968. – С. 123–132.

Антропов И.А. Органогенные постройки девона и раннего карбона центральной части Русской платформы и условия их развития // Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. – М.: Наука, 1972. – С. 282–291.

Анфимов А.Л., Чувашиов Б.И. Верхнедевонские отложения на р. Реж у с. Сохарево // Ежегодник-2007. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – С. 3–9.

Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. – М.: Недра, 1989. – 176 с.

Анциферов А.С. Ресурсы уникальных хлор-кальциевых рассолов Сибирской платформы и проблемы их освоения // Разведка и охрана недр. 2004. № 89. – С. 30–32.

Аплонов С.В., Лебедев Б.А. Геодинамический анализ и стратегия нефтегазопоисковых работ в осадочных бассейнах России // Разведка и охрана недр. 2000. № 6. – С. 8–12.

Арифуров Ч.Х., Арсентьева И.В., Ожерельева А.В. Золоторудные месторождения в рифтогенных черносланцевых отложениях Южного Урала. – М.: ЦНИГРИ, 2013. – 108 с.

Арчегов В.Б. Блоковая делимость и источники нефти на юге Анабарской антеклизы в связи с развитием нефтегазового комплекса Сибирской платформы [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008 (3). № 4. – С. 1–33. – Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/4/53_2008.pdf.

Асташкин В.А., Варламов А.И., Губина Н.К. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы. – М.: Недра, 1984. – 182 с. (Труды СНИИГГиМС. Вып. 270).

Астахов А.С., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Об условиях формирования обогащенного золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений Северо-Востока Азии) // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 2. — С. 212–217.

Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б. Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. — С. 1348–1365.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 1: Докембрий, кембрий, ордовик, силур. — М.: Изд-во ВАГТ, 1968. Т. 2: Девон, карбон, пермь. — М.: Изд-во ВАГТ, 1969.

Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. — Алматы: Изд-во НИИ природных ресурсов, 2002. — 38 листов.

Атлас палеовулканологических карт Северо-Восточной Евразии (территория России и других стран СНГ). Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. И.В. Лучицкий. — СПб.: СПб картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001.

Афанасьев А.М. Структурно-вещественный анализ разреза осадочного бассейна при прогнозе экзогенных урановых руд // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 154. — М.: ВИМС, 2009. — С. 158–164.

Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция // Регион. геология и металлогения. 1996. № 5. — С. 84–97.

Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Земли. — М.: Недра, 1989. — 245 с.

Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г. и др. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое [Электронный ресурс] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009 (4). 44 с. — Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2009.pdf.

Баталин Ю.В., Касимов Б.С., Станкевич Е.Ф. Месторождения соды и условия их образования. — М.: Недра, 1973. — 208 с.

Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. — Новосибирск: Наука, 1988. — 161 с.

Бежанова М.П., Стругова М.П. Ресурсы, запасы и добыча важнейших видов полезных ископаемых мира на начало 2010 г. — М.: Зарубежгеология, 2011. — 144 с.

Беленицкая Г.А. Галогенсодержащие бассейны // Литогеодиника и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. — С. 220–320.

Беленицкая Г.А. Опыт мелкомасштабного литогеодинического районирования и картирования осадочного чехла территории России // Литосфера. 2007. № 5. — С. 3–37.

Беленицкая Г.А. Осадочные бассейны Земли // Планета Земля: Энциклопедический справочник / Гл. ред. Л.И. Красный. Т. 2: Тектоника и геодиника. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — С. 189–222.

Беленицкая Г.А. Соленосные осадочные бассейны. Литолого-фациальный, геодинический и минерагенический анализ // Осадочные бассейны России. Вып. 4. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. — 72 с.

Беленицкая Г.А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отечеств. геология. 2008. № 3. — С. 29–45.

Беленицкая Г.А. Фациальные и палеотектонические модели галогенных систем и некоторые вопросы их рудоносности // Рудоносность осадочных комплексов. — Л.: Недра, 1989. — С. 30–40.

Беленицкая Г.А. Флюидно-осадочные образования в разрезе кембро-ордовикских отложений Северо-Запада России // Материалы Всероссийского литологич. совещ., посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина. Т. 2. — СПб.: СПбГУ, 2012. — С. 238–240.

Беленицкая Г.А., Вялов В.И. Нефтегазоносные бассейны России // Петрологический атлас ископаемого органического вещества России / Гл. ред. О.В. Петров. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. — С. 80–94.

Беленицкая Г.А., Голубчина М.Н., Гуревич М.С., Мишнина Т.А. Изотопный состав серы и генезис сероводорода в газах Амударьинского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 2. — С. 118–138.

Беленицкая Г.А., Гуревич М.С. Закономерности распространения и критерии прогнозирования месторождений газовой серы // Сов. геология. 1978. № 2. — С. 3–20.

Беленицкая Г.А., Писарчик Я.К. Сера самородная // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1986. — С. 691–711.

Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П. Тектоно-седиментологическое моделирование и прогнозно-минерагенический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. — 110 с.

Белинкин В.А., Кушмар И.А., Яшенкова Л.К. Специфика освоения ресурсов углеводородов Сибирской платформы // Актуальные проблемы изучения нефти и газа России. 2006. — С. 389–402.

Беляева Н.В., Корзун А.Л., Петрова Л.В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы. — СПб.: Наука, 1998. — 154 с.

Беляева Н.В., Сташкова Э.К. Модель седиментации франско-турнейских отложений Калининской впадины в системе Камско-Кинельских прогибов. — Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1999. — 123 с.

Бергер А.Я., Кавалерова Н.В., Калабашкин С.Н. и др. Корреляция опорных разрезов нижнего палеозоя Сибирской платформы и Сетте-Дабана // Итоги НИР ВСЕГЕИ. — Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1987. — С. 50–58.

Бергер В.И. Адыча-Тарынская зона турбидитонакопления // Литогеодинимический анализ угленосных и турбидитовых формаций: Метод. рекомендации. — Л.: ВСЕГЕИ, 1990. — С. 105–110.

Березин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. — С. 8–28.

Богданов Ю.В., Феоктистов В.П. Генетическая модель месторождений медистых песчаников удоканского типа // ДАН СССР. 1982. Т. 263. № 4. — С. 949–952.

Боголепов А.К., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Новые данные о солоносных бассейнах Западно-Арктического шельфа Евразии // ДАН СССР. 1991. Т. 317. № 4. — С. 932–936.

Бойко Н.И. Металлогения позднеюрских рифогенных образований Западного Предкавказья // Разведка и охрана недр. 1997. № 6. — С. 5–7.

Бойко Т.Ф. Металлоносность поверхностных вод и рассолов. — М.: Наука, 1969. — 120 с.

Бондаренко С.С., Попов В.М., Стрелетов В.П. Основные типы месторождений и масштабы добычи гидроминерального сырья в капиталистических и развивающихся странах. — М.: ВИЭМС, 1986. — 43 с.

Бордон В.Е., Бордон С.В. Кайнозойские углеродсодержащие формации в Беларуси: геохимия, металлоносность // Углеродсодержащие формации в геологической истории. — Петрозаводск, 1998. — С. 133.

Борисенков В.И. Геохимическая обстановка формирования Непского месторождения калийных солей // Геохимия. 1998. № 6. — С. 596–604.

Брайтич О. Минеральные соли // Минералогическая энциклопедия / Под ред. К. Фрей; пер. с англ. — Л.: Недра, 1985. — С. 211–217.

Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Илясов В.Н. Селективные способы извлечения горючих сланцев Волжского бассейна с целью повышения экономической и экологической эффективности их использования // Современные методы минералого-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения: Материалы годичного собрания Российского минералог. об-ва. — СПб., 2006. — С. 120–122.

Булахова И.Г. Строение и нефтегазоносность Аресско-Чикшинской верхнедевонской рифогенной зоны (Тимано-Печорская провинция) // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. — М.: ИГиРГИ, 1991. — С. 109–121.

Булгакова М.Д. Литологические особенности формационных комплексов позднего палеозоя — раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 4. — С. 55–66.

Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на северо-востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. — М.: Наука, 1991. — 256 с.

Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. — Якутск: Изд-во ГУП «Полиграфист», 1996. — 72 с.

Булыгин Р.М., Волков Н.И., Зборовский И.Ф. и др. Особенности геологического строения Роннебургского рудного поля и закономерности локализации уранового оруденения // Материалы по геологии урановых м-ний. 1982. Вып. 71. — С. 6–28.

Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982. — 256 с.

Буряк В.А. Проблема генезиса черносланцевых толщ и развитого в них золотого, золотоплатинового и прочих видов оруденения // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 1. — С. 118–129.

Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. и др. О соотношении кварцевожильной золотой и вкрапленной золото-сульфидной минерализаций с платиноидами в черносланцевых толщах // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 1. — С. 56–59.

Буряк В.А., Гончаров В.И., Горячев Н.А. Эволюционный ряд крупнообъемных золото-платиноидных месторождений в углеродистых толщах // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 4. — С. 512–515.

Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. — С. 25–36.

Бухаров Н.С. Ондумская кольцевая вулканическая структура и связь с ней оруденения // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 3. — Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1974. — С. 124–132.

Важенин Г.В., Иоффе Г.А. Закономерности распространения органогенных построек в нижнепермском карбонатном комплексе Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазонакопления в Тимано-Печорской провинции. — Л., 1986. — С. 80–86.

Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений солей. — М.: Изд-во МГУ, 1962. — 396 с.

Васильев В.И. Некоторые понятия формационного анализа // Геологические формации. — Л.: ВСЕГЕИ, 1968. — С. 27–29.

Васильев И.Л. Геология Еравнинского рудного поля. — Новосибирск: Наука СО, 1977. — 126 с.

69. *Виноградов В.И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. — М.: Наука, 1980. — 192 с.

Виноградов Л.Д., Мифтахов Ф.М. Московская синеклиза: новое в поисках нефти // Нефтегазовая вертикаль. 2006. № 16. — С. 26–27.

Вишневецкий А.Н., Ваганов С.У. Органогенные постройки юго-западного склона хребта Тас-Хаяхта // Минерагеня, тектоника и стратиграфия складчатых регионов Якутии. — Якутск, 1986. — С. 92–98.

Воинов М.В. Бокситоносные рифовые постройки и их современные аналоги // Прогнозирование месторождений бокситов. — М., 1983. — С. 146–153.

Воинов М.В., Безр М.А., Бурлаков А.А. К вопросу локализации бокситов в Тагильском синклинии Северного Урала // Бокситы. — М.: ВИМС, 1980. — С. 19–31.

Волков В.Н., Полеховский Ю.С., Сергеев А.С. и др. Введение в металлогению горючих полезных ископаемых: Учеб. пособие. — СПб.: Изд-во СПбГУ, 1997. — 248 с.

Волож Ю.А., Милетенко Н.В., Певзнер Л.А. и др. Методология глубинного геологического картирования осадочных бассейнов. — М.: ВНИИгеосистем, 1995. — 91 с.

Воронов В.Н., Коркунов В.К., Ивашкеева Д.А. Палеозойские рифогенные постройки — новые нефтегазопромысловые объекты Ямала // Геология нефти и газа. 1997. № 6. — С. 4–6.

Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. Калиеносные бассейны мира. — Минск: Наука и техника, 1988. — 387 с.

Вялов В.И., Миронов Ю.Б., Неженский И.А. О металлогенности диктионемовых сланцев Прибалтийского бассейна // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. № 5. — С. 19–23.

Гаврилов В.П., Леонов Е.А., Руднев А.Н. Геодинамическая модель геологического строения и нефтегазоносности Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 2009. № 3. — С. 2–10.

Габов С.М. Черные углеродсодержащие сланцы неркаюского комплекса восточного склона Приполярного Урала // Вестник Института геологии КомиНЦ УрО РАН. 2007. № 8. — С. 21–22.

Гайдук В.В. Виллойская среднепалеозойская рифтовая система. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. — 128 с.

Геодинамика, магматизм и минерагеня континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всерос. совещ., посвященного 90-летию акад. Н.А. Шило 3–6 июня 2003 г. Т. 2. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. — 258 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 1 и 2. — Владивосток: Дальнаука, 2006. — 998 с.

Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. — Оренбург: Оренбургское книжное изд-во, 1997. — 272 с.

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материков по геофизическим данным / Ред. Н.В. Неволин. — М.: Недра, 1977. — 293 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. — Л.: Недра. — Т. 1: Русская платформа. — 1985. 356 с.; Т. 4: Сибирская платформа. — 1987. 448 с.; Т. 6. Кн. 1: Казахстан и Средняя Азия. — 1989. 236 с.; Т. 7, Кн. 1, 2: Алтае-Саянский и Забайкало-Амурский регионы. — 1988. 261 с.; Т. 8:

Восток СССР. – 1984. 560 с.; Т. 10: Геологическое строение и минерагения СССР. – 1989. 972 с.

Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками: Метод. пособие / Н.М. Задорожная, Д.В. Осадчая, Л.Н. Новоселова и др. – Л.: Недра, 1982. – С. 328.

Геологический словарь. В трех томах. Т. 1. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 432 с.

Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы / В.А. Асташкин, А.И. Варламов, Н.К. Губина и др. – М.: Недра, 1984. – 156 с.

Геология и полезные ископаемые России: В шести томах / Гл. ред. В.П. Орлов. – Т. 5: Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1: Арктические моря. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 468 с.

Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / Гл. ред. В.П. Орлов. – Т. 2: Западная Сибирь / Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 477 с.

Геология и полезные ископаемые соленосных толщ / Отв. ред. В.И. Китык. – Киев: Наукова думка, 1974. – 240 с.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. II: Горючие сланцы СССР. – М.: Недра, 1968. – 608 с.

Геология СССР. Геологическое описание. Т. 1–48. – М.: Недра, 1948–1986.

Геология СССР. Т. XXXV. Бурятская АССР. Ч. 1: Геол. описание. – М.: Недра, 1964. – 630 с.

Глазовский Н.Ф. Современное соленакопление в аридных областях. – М.: Наука, 1987. – 192 с.

Горбачев В.И., Петров О.В., Тарханов Г.В. и др. Каменные соли в палеопротерозое Онежского прогиба Балтийского шита (по данным Онежской параметрической скважины // Регион. геология и металлогения. 2011. № 45. – С. 90–97.

Горелов Г.Ф., Пономарев П.А. О нижней границе кембрийской системы в северо-западной части Кузнецкого Алатау // Сов. геология. 1966. № 9. – С. 132–137.

Горючие сланцы мира: Обзорная информация / Л.М. Прокофьева, М.В. Голицин, В.Я. Колесник и др. – М.: ВИЭМС, 1985. – 47 с.

Горючие сланцы / Под ред. Т.Ф. Йена, Дж.В. Чилингаряна. – Л.: Недра, 1980. – 262 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка); Лист K-52 (Владивосток), K-53 (Находка). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. – 343 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист M-46 (Кызыл). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2007. – 289 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист M-50 (Борзя). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. – 419 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист N-46 (Абакан). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2007. – 298 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист N-48 (Иркутск). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. – 403 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (второе поколение). Лист Р-52-53 (Якутск). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 1999. – 212 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (второе поколение). Лист Р-54-55 (Оймякон). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 1999. – 182 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Р-56 (Сеймчан). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. – 295 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист Q-52 (Верхоянские цепи). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2008. – 295 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (второе поколение). Лист Q-54-55 (Хонуу). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 1986. – 120 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист R(45)-47 (Норильск). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. – 497 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (второе поколение). Лист R-(50)-52 (Оленек). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 1983. – 189 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист S-44-46 (Усть-Тарей). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. – 251 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист S-48 (оз. Таймыр, восточная часть). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2007. – 194 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист S-49 (Хатангский залив). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2007. – 214 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист T-45-48 (остров Октябрьской Революции). Объясн. зап. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. – 295 с.

Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. К вопросу о формировании нефтематеринских толщ // Георесурсы. 2006. № 4 (21). – С. 6–10.

Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубовской И.Т., Ульмишек Г.Ф. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. – М.: Недра, 1976. – 294 с.

Грачевский М.М., Кравчук А.С. Нефтегазоносность рифов Мирового океана. – М.: Недра, 1989. – 187 с.

Грачевский М.М., Соломатин А.В. Верхнедевонские потенциально нефтегазоносные барьерные рифы Тимано-Печорской провинции // ДАН СССР. 1977. Т. 232. № 4. – С. 875–878.

Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 208 с.

Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2011. Вып. 16/17. – С. 87–101 (Прил. к журн. «Геология и геофизика». Т. 52).

Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Поликарпов А.И. и др. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. – СПб.; Соликамск: ОГУП Соликамская типография, 2000. – 400 с.

Джиноридзе Н.М., Гемп С.Д., Горбов А.Ф., Раевский В.И. Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. — Тбилиси: КИМС, 1980. — 374 с.

Дзенс-Литовский А.И. Соляные озера СССР и их минеральные богатства. — Л.: Недра, 1968. — 119 с.

Дзюба А.А. Разгрузка рассолов Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука СО, 1984. — 156 с.

Дикенштейн Г.Х., Максимов С.П., Иванова Т.Д. Тектоника нефтегазоносных провинций и областей СССР: Справочник. — М.: Недра, 1982. — 223 с.

Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. — Новосибирск: Наука, 1977. — 351 с.

Дмитриевский А.Н. Бассейновый анализ (системный подход) // Геология нефти и газа. 1998. № 10. — С. 18–26.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. — С. 93–108.

Доля Ж.А. Минерагения мезозойско-кайнозойского чехла южной части Западно-Сибирской платформы. Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. — СПб., 2009. — 22 с.

Драгунов В.И. Формационные и структурно-формационные подразделения осадочных толщ. Дис. ... докт. г.-м. наук. — Новосибирск, 1990. — 33 с.

Древние платформы и их нефтегазоносность / Под ред. В.Е. Хаина, К.Р. Чепикова. — М.: Наука, 1981. — 120 с.

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты азиатской части России в среднем палеозое. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. — 169 с.

Елисеев А.И. Визейский риф на западном склоне Приполярного Урала // ДАН СССР. 1977. Т. 200. № 3. — С. 672–675.

Елкин Е.А., Каишанов В.А., Конторович А.Э. и др. Схема стратиграфии кембрийских отложений приенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. — С. 1015–1027.

Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. — С. 118–143.

Енгальцев С.Ю. Многоуровневые урановорудные районы европейской части России // Регион. геология и металлогения. 2012. № 49. — С. 101–106.

Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л. и др. Платиноиды в черных сланцах Средней Азии // Отечеств. геология. 1994. № 4. — С. 3–11.

Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л., и др. Характеристика рудообразующего флюида на месторождениях золота и серебра в черных сланцах // Геохимия. 1994. № 8–9. — С. 1275–1286.

Ерошевская Р.И., Гуткин Е.Г., Гипп С.К. и др. Эвгеосинкинальный бокситовый комплекс // Бокситоносные комплексы Урала. —Л.: Недра, 1987. — С. 55–128. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 344).

Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М. и др. Классификация соленосных формаций по вещественному составу и закономерностям пространственного положения // Основные проблемы соленакопления. — Новосибирск: Наука, 1981. — С. 3–22.

Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. — Новосибирск: Наука, 1978. — 272 с.

Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. — М.: Недра, 1974. — 391 с.

Живкович А.Е., Чехович П.А. Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. — М.: Наука, 1985. — 183 с.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. — М.: Наука, 1972. — 400 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 232).

Журавлева И. Т. Сахайская органогенная полоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. — Новосибирск: Наука, 1979. — С. 128–154.

Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. — Красноярск: Красн. кн. изд-во, 1974. — 128 с. (Труды СНИИГ-ГиМС. Вып. 143).

Забияка А.И. Структурно-фациальное районирование докембрия Таймыра // Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. — Красноярск: Красн. кн. изд-во, 1971. — С. 132–136.

Закономерности размещения и условия формирования месторождений газовой серы / М.С. Гуревич, Г.А. Беленицкая, Т.А. Мишнина и др. — Л.: Недра, 1980. — 238 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 301).

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглерудистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. — М.: Наука, 2001. — С. 552–568.

Зинченко В.Н., Васильева Н.И. Реконструкция палеоландшафта раннекембрийского бассейна Лено-Алданского района Сибирской платформы // Секвенс-стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ: Тезисы докл. Первой междунар. конф. — СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 1995. — С. 74–76.

Зинченко В.Н. Прогноз коллекторов в костинской серии Туруханского района // Геология коллекторов нефти и газа венда — нижнего палеозоя Сибирской платформы. — Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1986. — С. 81–88.

Зинченко В.Н. Литолого-фациальные и палеотектонические условия формирования перспективно-нефтегазоносных комплексов ордовика, силура и девона на западе Сибирской платформы // Проблемы геологии нефти и газа Сибирской платформы. — Л.: ВНИГРИ, 1982. — С. 47–53.

Злобин М.Н. Стратиграфия и фациальные особенности нижнего и среднего палеозоя Восточного Таймыра: Отчет по теме № 221. — Л.: НИИГА, 1956.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. — С. 16–27.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 т. — М.: Недра, 1990. — Т. 1–2.

Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. — М.: Недра, 1972. — 328 с.

Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — 424 с.

Иванов А.И. Латерально-вертикальная рудно-металлогеническая зональность как основа районирования Байкало-Патомской рудной провинции // Руды и металлы. 2010. № 1. — С. 60–68.

Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск, 1975. — 322 с.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. — М.: Роскомнедра, 1995.

Исаев Г.Д. Кораллы, биостратиграфия и геологические модели палеозоя Западной Сибири. — Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2007. — 247 с.

Исаев Г.Д. Стратиграфия и геологическая модель палеозоя Новопортовского региона // Регион. геология и металлогения. 2011. № 46. — С. 37–43.

Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф. Литологические особенности черносланцевых отложений Таймыро-Североземельской складчатой области // Недра Таймыра. — Норильск, 1997. Вып. 2. — С. 73–85.

Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О механизме соляной складчатости в Предурале и Прикаспии // Геология нефти и газа. 2003. № 1. — С. 28–32.

Калинин С.К., Файн Э.Е. Распределение рения в природных объектах. — Алмата: Наука, 1977. — 144 с.

169. *Кальберг Э.А.* Сереговский соляной купол // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 2. — С. 49–58.

Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. — Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. — 269 с.

Карпузов А.Ф., Карпузов А.А. Крупнообъемные золоторудные месторождения в углеродистых формациях как возможная основа расширения сырьевой базы золота России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2005. № 3. — С. 12–18.

Карпунин А.М. Стратиформные месторождения цветных металлов. — Л.: Недра, 1974. — 128 с.

Карпунин А.М. Степень трансформации вещества в стратиформных месторождениях как прогнозно-поисковый признак // ДАН СССР. 1972. Т. 205. № 5. — С. 1147–1148.

Карпунин А.М. К вопросу о геохронометрии уранового рудообразования в фанерозое // Материалы по геологии урановых м-ний: Инф. сб. 1989. № 121. — С. 103–112.

Карта перспективной оценки территории СССР на газовую серу масштаба 1 : 7 500 000 с объяснительной запиской / Ред.-сост. Г.А. Беленицкая, М.С. Гуревич. — Л.: Ленкартфабрика, 1976а.

Карта перспективной оценки территории СССР на минеральные соли масштаба 1 : 7 500 000 с объяснительной запиской / Ред. С.М. Кореневский. — Л.: Ленкартфабрика, 1976б.

Карта перспективной оценки территории СССР на самородную серу масштаба 1 : 7 500 000 с объяснительной запиской / Ред. Я.К. Писарчик; Авт. Я.К. Писарчик, Г.А. Беленицкая, М.А. Минаева, Г.А. Русецкая. — Л.: Ленкартфабрика, 1976в.

Карта тектонического районирования России и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 15 000 000 / Гл. ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, С.И. Стрельников. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.

Клер В.Р., Ненахова В.Ф. Парагенетические комплексы полезных ископаемых сланценосных и угленосных толщ. — М.: Недра, 1981. — 175 с.

Клецев К.А., Шейн В.С. Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири. — М.: ВНИГНИ, 2004. — 214 с.

Конищев В.С. Тектоника областей галокинеза Восточно-Европейской и Сибирской платформ. — Минск: Наука и техника, 1982. — 257 с.

Конторович А.Э., Варламов А.И., Емешев В.Г. и др. Новый тип разреза кембрия восточной части Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. — С. 4119–4128.

Конторович А.Э., Ефимов А.С., Кринин В.А. и др. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности кембрия и верхнего протерозоя юго-востока Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2000. Т. 41. № 12. – С. 1615–1636.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. – С. 972–1012.

Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение докембрийско-палеозойских платформенных отложений в юго-восточных районах Западной Сибири // Отечеств. геология. 2006. № 6. – С. 62–70.

Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. – М.: Недра, 1973. – 299 с.

Корневский С.М. Ископаемые минеральные соли // Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. – Л.: Недра, 1986. – С. 676–691.

Коробейников А.Ф. Золото и платиноиды в породах черносланцевых толщ палеозойских складчатых областей // Руды и металлы. 1993. № 3–6. – С. 8–16.

Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов: справочное пособие. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 327 с.

Коробейников А.Ф. Прогнозно-поисковые критерии золото-платиноидного оруденения в черносланцевых толщах офиолитовых поясов // Отечеств. геология. 1993. № 4. – С. 19–25.

Коробейников А.Ф. Сравнительный анализ золотоносности черносланцевых толщ разновозрастных структур земной коры // Геохимия. 1995. № 1. – С. 82–98.

Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А. Особенности распределения платиновых металлов в черносланцевых толщах офиолитовых поясов // Геохимия. 1992. № 6. – С. 834–844.

Коробейников А.Ф. Нетрадиционные золото-платиноидные месторождения в черносланцевых толщах складчатых поясов и методы их выявления // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов: Сб. науч. трудов в 8 т. Т. 2. Кн. 1. – М.: Геоинформмарк, 1995. – С. 113–130.

Королюк И.К., Кириллова И.А., Меламуд Е.Л. и др. Нижнепермский биогермный массив Шах-Тау (Башкирия) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. 45. № 4. 1970. – С. 46–59.

Королюк И.К., Михайлова М.В., Равикович А.И. и др. Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. – М.: Наука, 1975. – 236 с.

Косыгин Ю.А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 92 с.

Коченов А.В., Столяров А.С. Проблема генезиса марганцевых и ураново-редкометалльных руд в майкопской формации // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 2. – С. 182–195.

Краснов В.И., Степанов С.А., Новгородов Н.С. Чижаянская карбонатная банка (средний палеозой Западно-Сибирской плиты) // Геология и геофизика. 1990. № 1. – С. 32–38.

199. *Краснов В.И., Степанов С.А., Ратанов Л.С.* Рифовые системы среднего палеозоя Сибири // Теория и опыт экостратиграфии. – Таллинн: Валгус, 1986. – С. 237–244.

Краснов В.И., Степанов С.А., Сердюк З.Я. и др. Малоичский риф Нюрольской карбонатной платформы (девон Западной Сибири) // Палеогеоморфология Западной Сибири в фанерозое. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. – С. 42–50.

Краснов Е.В. Кораллы в рифовых фациях мезозоя СССР. — М.: Наука, 1983. — 160 с.

Краснов Е.В., Савицкий В.О. Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов // ДАН СССР. 1973. Т. 209. № 3. — С. 659–661.

Кропачева С.К. Сравнительный анализ строения сероносных галогенных формаций. — М.: Недра, 1981. — 120 с.

Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / К.А. Марков, Б.М. Михайлов, Н.Н. Предтеченский и др.; Под ред. Д.В. Рундквиста. — Л.: Недра, 1978. — 607 с.

Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. — М.: Недра, 1978. — 304 с.

Кузнецов Д.Т. Горючие сланцы мира. — М.: Недра, 1975. — 368 с.

Куриленко В.В. Современные бассейны эвапоритовой седиментации. — СПб.: Изд-во СПбГУ, 1997. — 256 с.

Кутырев Э.И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. — Л.: Недра, 1984. — 248 с.

Кутырев Э.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения. — Л.: Недра, 1989. — 311 с.

Кушнеренко В.К. Урановое оруденение Новой Земли // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 153. — М.: ВИМС, 2009. — С. 65–69.

Лаппо В.И. Нефтяное месторождение Нордвик (Юрунс-Тумус) // Недра Арктики. 1946. Т. 1. — С. 74–129.

Ларионова З.В., Богацкий В.И., Довжикова Е.Г. и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн: Объясн. зап. к Атласу геологических карт, 2000. — Ухта, 2002. — 120 с.

Легенда Таймыро-Североземельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. В.Ф. Проскурнин. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006.

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Е.А. Басков, Г.А. Беленицкая, С.И. Романовский и др.; Под ред. А.Д. Щеглова. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. — 480 с.

Литогеодинимический анализ осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин (Тувино-Монгольский микроконтинент, венд — кембрий, Восточный Саян) / Под ред. Н.К. Гелетий // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюция, минерагения: Материалы 4 регион. Урал. литол. совещ. (Екатеринбург, окт. 2000). — Режим доступа: http://www1.igg.uran.ru/Publications/Litsov_2000/ogl_top.htm.

Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы / Отв. ред. Г.А. Каледя. — М.: Наука, 1972. — 318 с.

Литолого-фациальные особенности силурийско-девонских отложений Северной Земли и Северо-Запада Сибирской платформы / В.Вл. Меннер, Р.Г. Матухин, В.М. Куршс и др. // Литология и палеогеография Сибирской платформы. — Новосибирск, 1979. — С. 39–55 (Труды СНИИГГиМС. Вып. 269).

Лихт Ф.Р., Асинов А.А. О некоторых особенностях осадконакопления верхнепермских мелководных морских отложений в Южном Приморье // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока / Под ред. Е.А. Киреева и др. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. — С. 19–42.

Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы, ее интегральная оценка и связь с сейсмичностью // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. — М.: Наука, 1987. — С. 97–108.

Лукин А.Е. Литогеохимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. — Киев: Наукова думка, 1997. — 224 с.

Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. — М.: Наука, 1988. — 182 с.

Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. — М.: Недра, 1980. — 287 с.

Малых А.В., Замаев С.М., Рязанов Г.В. и др. Тектоника центральной части Непского свода. — Новосибирск: Наука, 1987. — 81 с.

Мальшев Н.А., Никишин В.А., Никишин А.М. и др. Новая модель геологического строения и истории формирования Северо-Карского осадочного бассейна // Докл. РАН. 2012. Т. 445. № 1. — С. 50–54.

Матвеев А.К., Пельмский Г.А., Стефанова Е.И. Сланценозные провинции мира. — М.: Недра, 1975. — 368 с.

Мельников Н.В., Килина Л.И., Константинова С.А. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности кембрия Южно-Тунгусской нефтегазоносной области // Результаты работ по межведомственной региональной программе «Поиск» за 1992–1993 годы. — Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. — С. 124–129.

Мельников Н.В., Колотова Л.В., Наумова Е.Г. Талакан-Ботубинская карбонатная платформа в осинском горизонте — крупный объект поисков залежей углеводородов на Сибирской платформе // Перспективные на нефть зоны и объекты Сибирской платформы. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. — С. 32–38.

Мельников Н.В., Ситников В.С., Васильев В.И. и др. Органогенные постройки осинского горизонта нижнего кембрия в Талакан-Верхнечонской зоне нефтегазонакопления (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 8. — С. 856–864.

Меннер В.Вл. Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. — М.: Наука, 1989. — 133 с.

Меннер В.Вл., Михайлова М.В., Шувалова Г.А. и др. Верхнедевонские карбонатные банки на севере Предуралья краевого прогиба // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. — М.: ИГиРГИ, 1991а. — С. 122–135.

Меннер В.Вл., Саяпина Л.С., Баранова А.В. и др. Региональные особенности размещения рифогенных образований и новая модель литофациальной зональности во франских и нижних фаменских толщах Хорейверской впадины // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. — М.: ИГиРГИ, 1991б. — С. 56–72.

Меннер В.Вл., Шувалова Г.А., Обуховская Т.Г. и др. Колебания уровня моря и история позднедевонского бассейна в Тимано-Печорской провинции // Известия вузов. Геология и разведка. — 2001. — № 5. — С. 18–33.

Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омурского поднятия. — М.: Наука, 1971. — 120 с.

Месторождения горючих сланцев мира / Отв. ред. В.Ф. Череповский. — М.: Наука, 1988. — 264 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез на древних платформах. — М.: Недра, 1983. — 280 с.

Мингареев Р.Ш., Тучков И.И. Эксплуатация месторождений битумов и горючих сланцев. — М.: Недра, 1980. — 572 с.

Минерагения осадочных бассейнов континентальных и периконтинентальных областей // Э.И. Кутырев, Г.С. Гусев, А.А. Ковалев и др. — М.: МПР; Геокарт; ЦРГЦ; МАНПО; 1998. — 590 с.

Минеральные ресурсы мира на начало 1996 г.: Справочник. — М., 1997. — 332 с.

Мирошников А.Е. Биогенные карбонатные породы как рудоконтролирующий фактор стратиформных месторождений цветных металлов // Роль биогеохимиче-

ских исследований в расширении минерально-сырьевой базы СССР. — Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1986. — С. 120–129.

Мирчинк М.Ф., Мкртчян О.М., Хатьянов Ф.И. и др. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. — М.: Недра, 1974. — 151 с.

Митрофанов Г.Л. Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы: Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. — М., 2006. — 44 с.

Михайлов В.А., Чернов В.Я., Кушнеренко В.К. Диктионемовые сланцы Прибалтийского бассейна — перспективный объект промышленного освоения на уран и другие полезные ископаемые // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. — М.: ВИМС, 2006. Вып. 149. — С. 92–98.

Мишин Н.И., Степина З.А., Панфилов А.Л. Структурная организация рудных поясов. — СПб.: Полиграфическая фирма «Автор»; Акционер и К, 2007. — 232 с.

Мкртчян О.М. Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. — М.: Наука, 1980. — 129 с.

Молчанов А.В. Металлогения урана щитов Сибирской платформы // Регион. геология и металлогения. 2001. № 13–14. — С. 118–137.

Молчанов А.В. Металлогения урана Алданского и Анабарского щитов // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. — М.: ВИМС, 2002. Вып. 144. — С. 49–57.

Мурзин Ш.М. Нефтяные системы и история их формирования в акватории Северного Каспия // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 6. — С. 23–5.

Налдретт А.Дж. Норильские месторождения, их место в мире никеля // Минеральные ресурсы ТАО и перспективы их освоения. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — С. 167–176.

Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. — М.: Гостехиздат, 1949. — 206 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 46).

Наливкин Д.В. Учение о фациях: В 2 т. Т. 1: Географические условия образования осадков. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955. — 534 с.

Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983. — 414 с.

Нарсеев В.А. О генезисе золото-сульфидного оруденения в черносланцевых толщах // Руды и металлы. 1998. № 5. — С. 70–75.

Нартов Г.В. Тектонические и фациальные критерии размещения верхнедевонско-турнейских органогенных поднятий на юге Урало-Поволжья // Методы поисков и разведки погребенных рифов. — М.: Наука, 1983. — С. 81–84.

Национальный атлас России. Т. 2: Природа. Экология / М-во транспорта РФ, Федеральное агентство геодезии и картографии; Гл. ред. атласа А.В. Бородко; отв. ред. тома Г.Ф. Кравченко. — М.: Роскартография, 2007. — 495 с.

Негруца В.З., Полюховский Ю.С. Геодинамические критерии прогнозно-металлогенической оценки черносланцевых ассоциаций Балтийского щита // Отечественная геология. 1995. № 5. — С. 54–60.

Недра России. В 2 т. Т. 1: Полезные ископаемые / Под ред. Н.В. Межеловского, А.А. Смылова. — СПб.—М.: СПГГИ, Межрегион. центр по геол. картографии, 2001. — 547 с.

Недра Северо-Запада Российской Федерации / В.А. Коровкин, Л.В. Турылева, Д.Г. Руденко и др. — СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. — 520 с.

Неметаллические полезные ископаемые СССР: Справ. пособие / Под ред. В.П. Петрова. — М.: Недра, 1984. — 407 с.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. — Л.: Недра, 1982. — 208 с.

Нетрадиционные типы редкометалльного минерального сырья / Н.А. Солодов, Т.Ю. Усова, Е.Д. Осокин и др. — М.: Недра, 1991. — 247 с.

Нефтегазоносность подсолевых отложений / А.А. Аксенов, Б.Д. Тончаренко, М.К. Калинин и др. — М.: Недра, 1985. — 206 с.

Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления / Под ред. А.Л. Яншина, М.А. Жаркова. — Новосибирск: Наука, 1982. — 192 с.

Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия / В.С. Деревягин, С.А. Свидзинский, В.И. Седлецкий и др. — Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1981. — 297 с.

Никишин В.А. Эвапоритовые отложения и соляные диапиры прогиба Урванцева на севере Карского моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 4. — С. 54–57.

Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / Под ред. Ю.Е. Погребницкого. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. — 174 с.

Новиков А.А., Саблин А.С. и др. Новые данные о распространении рифогенных формаций Волгоградского Поволжья, классификация рифов и вопросы методики их поисков // Геология, геофизика и разработка нефтяных м-ний. 1998. № 6. — С. 2–9.

Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов / Под ред. А.Л. Яншина, М.А. Жаркова. — Новосибирск: Наука, 1982. — 192 с.

Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза / Под ред. А.Л. Яншина, Г.А. Мерзлякова. — М.: Наука, 1986. — 232 с.

О бокситоносности Полярного Урала / В.В. Боровский, А.Л. Клопов, А.Е. Иващенко и др. // Пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Тюменской области. — Тюмень, 1976. — С. 76–86. (Тр. ЗапСибНИГНИ, Вып. 104).

Обстановки осадконакопления и фации: В 2 т. / Под ред. Х. Рединга. — М.: Мир, 1990. — Т. 1. — 351 с.; Т. 2. — 381 с.

Общие проблемы галогенеза / Под ред. А.Л. Яншина, Г.А. Мерзлякова. — М.: Наука, 1985. — 262 с.

Озол А.А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. — М.: Наука, 1983. — 207 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и металлогения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов; Авт.: З.Л. Афанасьева, А.М. Ахмедов, Е.С. Богомоллов и др. — Петрозаводск: КНЦ РАН, 2011. — 431 с.

Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли / Под ред. В.И. Бондарева. — Л.: НИИГА, 1970. — 138 с.

Осадочные формации и обстановки их образования / Под ред. М.А. Жаркова. — Новосибирск: Наука, 1987. — 160 с.

Осадочные формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций / Н.Н. Предтеченский, А.В. Македонов, А.Д. Петровский и др. — Л.: Недра, 1984. — 228 с.

Основные проблемы соленакопления / Под ред. А.Л. Яншина, М.А. Жаркова. — Новосибирск: Наука, 1981. — 206 с.

Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия / С.Л. Шварцев, Е.В. Пиннекер, А.И. Перельман и др. — Новосибирск: Наука, 1982. — 287 с.

Основы гидрогеологии. Использование и охрана подземных вод / Н.А. Маринов, А.Е. Орадовская, Е.В. Пиннекер и др. — Новосибирск: Наука, 1983. — 232 с.

Особенности строения осадочных формаций / Под ред. А.Л. Яншина. — Новосибирск: Наука, 1982. — 161 с.

Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. — М.: Наука, 1975. — 246 с.

Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д.И. Горжевский, А.А. Карцев, Д.И. Павлов и др. — М.: Недра, 1990. — 268 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Евразии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. — С. 7—41.

Патрунов Д.К. Палеогеографические типы среднепалеозойских рифовых образований на северо-восточной периферии древней Русской платформы // Литология и палеогеография биогермных массивов. — М., 1975. — С. 73—85.

Певнев А.К. Современные движения земной поверхности в районе Баскунчакской солянокупольной структуры. — М.: Наука, 1968. — 100 с.

Першина А.И., Петров С.Д. Девонские бокситоносные горизонты Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР (Ежегодник-1973 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР). — Сыктывкар, 1974. — С. 67—73.

Петров О.В., Соболев Н.Н. Эволюция осадочных бассейнов Баренцево-Карского региона в палеозое и мезозое // Сб. аннотаций докл. 8-й Междунар. конф. и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2007). 11—13 сент. 2007 г., Санкт-Петербург. — СПб.: Химиздат, 2007. — С. 67.

Петров О.В., Карпузов А.Ф., Миронов Ю.Б. и др. Урановый потенциал черносланцевых формаций России // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. — М.: ВИМС, 2009. Вып. 153. — С. 5—8.

Петров О.В., Соболев Н.Н., Карпунин А.М. и др. Минерагенические особенности черносланцевых формаций // Регион. геология и металлогения. 2007. № 32. — С. 126—133.

Петров О.В., Карпузов А.Ф., Соболев Н.Н. и др. Рудоносность черносланцевых бассейнов России и представления об очередности их освоения // Разведка и охрана недр. 2010. № 8. — С. 3—6.

Писарчик Я.К. Литология и фации ниже- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. — Л.: Гостоптехиздат, 1963. — 346 с.

Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии (с атласом литолого-палеогеографических карт). — Л.: Недра, 1975. — 195 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 215).

Пихота Н.А., Аматов С.А., Махмудов Б.Р. Углеродсодержащие золоторудные формации юга Кыргызской республики и их перспективы // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тез. докл. Междунар. симп., 2—7 июня 1998 г., г. Петрозаводск. — Петрозаводск, 1998. — С. 138—139.

Плуман И.И. Ураноносность черных битуминозных аргиллитов верхней юры Западно-Сибирской плиты // Геохимия. 1971. № 11. — С. 1362—1368.

Подпорина Е.К., Грибков А.С. Стронциевая минерализация вулканогенно-осадочного генезиса в «чашечных» рудах Октябрьского месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 6. — С. 113—116.

Полеховский Ю.С., Резников В.А. Фуллерены — новое природное сырье. Образование и локализация руд в земной коре: Сб. статей / Под ред. И.В. Булдакова, Б.К. Львова. — СПб.: Изд-во СПбГУ, 1999. — С. 123—147.

Поиски и оценка бокситовых месторождений эвгеосинклинальных зон Урала при геологической съемке масштаба 1 : 50 000: Методич. реком. — Л., 1991. — 128 с.

Поплавко Е.М., Иванов В.В., Орехов В.С., Тархов Ю.А. Особенности металлоносности горючих сланцев и некоторые предположения об их генезисе // *Геохимия*. 1978. № 5. — С. 1411–1418.

Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. — М.: Недра, 1980. — 248 с.

Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение о геологических формациях. — М.: Недра, 1985. — 457 с.

Предтеченский Н.Н. Методика составления литолого-стратиграфических схем платформенных областей // *Отечеств. геология*. 1992. № 2. — С. 91–100.

Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И., Чувашиов Б.И. Нижнепермские рифы на острове Колгуев // *Докл. РАН*. Т. 329. № 1. 1993. — С. 71–74.

Преображенский Б.В. Современные рифы. — М.: Наука, 1986. — 224 с.

Проблемы морского и континентального галогенеза / Под ред. М.А. Жаркова, Г.А. Мерзлякова. — Новосибирск: Наука, 1988. — 170 с.

Проблемы соленакопления: Сб. ст. в 2 т. / Под ред. А.Л. Яншина, М.А. Жаркова. — Новосибирск: Наука, 1977. — Т. 1. — 256 с.; Т. 2. — 327 с.

Прогнозирование и поиски месторождений горно-химического сырья / А.А. Озол, А.С. Михайлов, И.Н. Тихвинский и др. — М.: Недра, 1990. — 223 с.

Проскурнин В.Ф., Листков А.Г., Гавриш А.В. и др. Металлогенический анализ и перспективы промышленного освоения Таймыро-Североземельской золотоносной провинции // *Недра Таймыра: Сб. науч. трудов / Гл. ред. О.Н. Симонов*. — Вып. 5. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. — С. 9–42.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: ГИЛЕМ, 2000.

Пятов Е.А. Стране был нужен уран. История геологоразведочных работ на уран в СССР / Под ред. Г.А. Машковцева. — М.: ВИМС, 2005. — 246 с.

Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С.И. Шерман, К.Ж. Семиинский, С.А. Борняков и др. — Новосибирск: Наука, 1992. — 232 с.

Раузер-Черноусова Д.М. Фации верхнекаменноугольных и аргинских отложений Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья (на основе изучения фузулинид) // *Труды ИГН АН СССР*. 1950. Вып. 119. Геол. сер. (№ 43). — С. 1–109.

Репина Л.Н., Романенко Е.В. Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Алтая. — М.: Наука, 1978. — 304 с.

Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР / Отв. ред. Г.А. Беленицкая, Н.М. Задорожная; Авт.: Г.А. Беленицкая, Н.М. Задорожная, А.К. Иогансон и др. — М.: Недра, 1990. — 291 с.

Рифогенные постройки в палеозое России. — М.: Наука, 1997. — 160 с.

Розен О.М., Сидоренко С.А. Формации углеродистых отложений докембрия (опыт анализа) // *Литология и осадочная геология докембрия*. — М.: Наука, 1973. — С. 27–279.

Романовский С.И. Литогеодинамика осадочных бассейнов. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. — 44 с.

Рубанов И.В. Геохимическая специализация современного континентального галогенеза // *Общие проблемы галогенеза*. — М.: Наука, 1985. — С. 74–82.

Рудные узлы России / Под ред. Е.В. Плюшева. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. — 416 с.

Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д.В. Рундквиста; авт.: К.А. Марков, В.А. Трофимов, Ю.Г. Старицкий и др. — Л.: Недра, 1981. — 423 с.

Ручкин Г.В., Конкин В.Д. Минерагения пассивных окраин континентов и шельфов окраинных морей // Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей. — М.: МПР, 1998. — С. 314–429.

Рябцев А.Д. Гидроминеральное сырье — неисчерпаемый источник лития в XXI веке // Известия Томского политехн. ун-та. 2004. Т. 307. № 7. — С. 64–70.

Савицкий В.Е., Шабанов Ю.Я. Уникальные образцы кембрийских пород с низовьев Енисея // Геология и геофизика. 1974. № 2. — С. 130–132.

Сараев С.В., Тимошина И.Д., Вараксина И.В. Углеродсодержащие формации докембрия Енисейского кряжа: литостратиграфия, седиментология, геохимия // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тез. докл. — Петрозаводск, 1998. — С. 29–30.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера. 2004. № 3. — С. 84–96.

Северная Земля. Геологическое строение и минерагения / Под ред. И.С. Грамберга, В.И. Ушакова. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. — 187 с.

Седлецкий В.И., Бойко Н.И., Деревягин В.С. О взаимосвязи галогенного и биогермного осадконакопления // Сов. геология. 1977. № 12. — С. 8–21.

Седлецкий В.И., Бойко Н.И. Особенности развития Азово-Кубанского осадочно-породного бассейна в позднеюрскую эпоху в связи с нефтегазоносностью // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. — М.: Наука, 1983. — С. 72–80.

Семенов Г.Ф. Визейско-серпуховской риф на р. Хайяга (Пай-Хой) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона: Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 104. № 3. — Сыктывкар, 2000. — С. 38–41.

Сенников Н.В. Геологические события в палеозое Алтае-Саянской складчатой области и их отражение в палеогеографических и седиментационных обстановках и в палеобиотах // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. — М.: Тов-во научных изданий КМК, 2006. — С. 506–526.

Сенников Н.В. Позднеордовикский и раннесилурийский этапы развития рифовых построек в Алтае-Салаирском бассейне // Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия «Гео-биологические системы в прошлом». — М.: ПИН РАН, 2011. — С. 38–70.

Сенников Н.В. Позднеордовикский и раннесилурийский этапы развития рифовых построек в Алтайском бассейне // Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы: Материалы конф. (Москва, 3–4 февраля 2010 г.). — М.: Изд-во ПИН. 2010. — С. 74–78.

Сердюченко Д.П. Биогенно-эвапоритовые рудные месторождения и породы докембрия. — М.: Наука, 1985. — 176 с.

Сердюченко Д.П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные // Геология докембрия. — Л.: Наука, 1972. — С. 31–41.

Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А., Созинов Н.А. Углеродистые формации докембрия и их металлоносность // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 1. — М.: Наука, 1981. — С. 9–17.

Сидоров А.А., Томсон И.Н. Металлоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестник ОГГГГН РАН. 2000а. № 1 (11). — С. 1–8.

Сидоров А.А., Томсон И.Н. Условия образования сульфидизированных черносланцевых толщ и их металлогеническое значение // Тихоокеанская геология. 2000б. Т. 19. № 1. — С. 37–49.

Силантьев В.Н. Новые данные о верхней перми Среднего Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1967. № 3. — С. 105–108.

Силантьев В.Н. Новые данные о верхнепермских отложениях центральной части Южного Сихотэ-Алиня // Сов. геология. 1963. № 2. — С. 138–143.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева, Г.А. Беленицкая и др. — СПб.: Недра, 1998. — 352 с.

Сливко Е.П., Петриченко О.И. Акцессорные литий, рубидий и цезий в соленосных отложениях Украины. — Киев: Наукова думка, 1967. — 152 с.

Словарь по геологии нефти. — Л.: Гостоптехиздат, 1958. — 776 с.

Сметанников А.Ф., Кудряшов А.И. Содержание и распределение Au, Ag и Pt-металлов в сильвините Верхнекамского месторождения // Геохимия. 1995. № 9. — С. 1348–1351.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1982. — 669 с.

Смирнов Г.А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус // Труды Горно-геологического института. — Свердловск, 1957. — Вып. 29. — С. 119.

Смыслов А.А. (отв. ред.) Геологический атлас России. Карта угленосности, сланценосности и геохимической специализации углей и горючих сланцев России, масштаб 1 : 10 000 000. Объясн. зап. — М.; СПб., 1996. — 46 с.

Смыслов А.А., Титов В.К. Роль регионального метморфизма в формировании радиологической зональности земной коры // Известия АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. — С. 30–40.

Соболев Н.Н. Стратиграфия девонских отложений Горного Таймыра / Под ред. Н.С. Малича // Недра Таймыра. — Норильск, 1997. — С. 45–59.

Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Черяк Г.Е. Строение палеозойской пассивной континентальной окраины на Новой Земле // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. — С. 34–43.

Соболевская Р.Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура. — СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2011. — 282 с. (Труды НИИГА и ВНИИОкеангеология. Т. 221).

Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Углеродистые формации докембрия и их рудоносность // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1980. Вып. 55. № 3. — 134 с.

Соколов А.С. Геологические закономерности строения и размещения месторождений самородной серы // Труды ГИГХС. 1959. Вып. 5. — С. 237–267.

Соколов П.Н., Матухин Р.Г. Литологические особенности кыгыл-туусской соленосной толщи Кемпендйской впадины // Труды СНВДГГиМС. Вып. 277. — Новосибирск: Наука, 1980. — С. 42–56.

Соляная тектоника Сибирской платформы / Под ред. Ю.А. Косыгина. — Новосибирск: Наука, 1973. — 163 с.

Справочное пособие по стратиформным месторождениям / Под ред. Л.Ф. Наркелюна, А.И. Трубачева; авт.: У.А. Асаналиев, Л.Ф. Наркелюн, В.В. Попов и др. — М.: Недра, 1990. — 391 с.

Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Гребенюк В.В., Дивина Т.А. Геодинамический контроль нефтегазоносности вулканогенно-осадочного чехла Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. — С. 91–99.

Столяров А.С., Ивлева Е.И. Ергенинский ураново-редкометалльный район Калмыкии // Минеральное сырье. 2008. № 19. — 170 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 550 с.

Строение и условия формирования месторождений калийных солей / Под ред. А.Л. Яншина, М.А. Жаркова. — Новосибирск: Наука, 1981. — 192 с.

Структурная геология и тектоника плит. В 3 т. Т. 1 / Под ред. К. Сейферта. — М.: Мир, 1990. — 315 с.

Султанаев А.А. Каменноугольные рифы на восточном склоне Южного Урала // Геология и геохимия I (VII). — Л.: Гос. науч.-техн. изд-во нефт. и горно-топл. литературы, 1957. — С. 90–97.

Султанаев А.А. Рифовые образования в карбоне Урала // Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. — М.: Наука, 1965. — С. 208–311.

Султанаев А.А. Рифы московского возраста на Урале // ДАН СССР. 1965. Т. 165. № 4. — С. 904–906.

Султанаев А.А., Соболев В.С., Должанский Б.Г. Рифоподобные массивы силура и нижнего девона Тимано-Печорской провинции в связи с их нефтегазоносностью // Сов. геология. 1983. № 5. — С. 3–10.

Сухов С.С., Пегель Т.В., Шабанов Ю.Я. Региональная стратиграфическая схема кембрия Сибирской платформы нового поколения: какой ей быть? // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. — СПб.: ВНИГРИ, 2007. — С. 266–282.

Схема тектонического районирования России. Масштаб 1 : 5 000 000. Объясн. зап. — М., 2001. — 99 с.

Танинская Н.В., Коц В.Г. Секвенстратиграфический анализ отложений ордовика, силура и нижнего девона Тимано-Печорской провинции // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений: Докл. юбилейной конф. в трех томах. Т. 2. Стратиграфия, общая геология, региональный прогноз. — СПб., 1999. — С. 151–155.

Тарасов П.П., Богданов Б.П., Борисов Н.С. и др. Перспективы нефтегазоносности Сочемью-Терехвейской зоны верхнедевонских рифов // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII геол. съезда Республики Коми (24–26 февраля 1999 г.). Т. III. — Сыктывкар: Геопринт, 1999. — С. 121–122.

Тащи С.М. Литолого-фациальный состав и условия формирования пермских отложений Южного Приморья: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук / ДВ геол. ин-т ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1973. — 25 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. — 571 с.

Тектоническая карта Европы и смежных областей. Масштаб 1 : 10 000 000. — М.: ГУГК, 1979.

Тектоническая карта нефтегазоносных территорий СССР. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред. В.В. Семенович. — 1983.

Тектоническая карта Прикаспийской впадины. Масштаб 1 : 1 000 000. Объясн. зап. / Под ред. Л.Г. Кирюхина. — М., 1982. — 82 с.

Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Силур Сибирской платформы. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. — 403 с.

Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. — Екатеринбург: УрО РАН, 2004. — 225 с.

Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П. и др. Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье // Геология рудных м-ний. 1993. № 4. — С. 344–350.

Томсон И.Н., Чернышов И.В., Гольцман Ю.В. и др. Первые изотопные данные о возрасте металлоносных углеродистых метасоматитах Приморья // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 5. — С. 668–670.

Трач Г.Н., Бескин С.М. Ресурсный потенциал рения территории России // Разведка и охрана недр. 2011. № 6. — С. 26–33.

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. — М.: Недра, 1980. — 464 с.

Уран на рубеже веков: природные ресурсы, производство, потребление / Ред. В.И. Гаврилин, И.Е. Дмитриева, И.Г. Печенкин; Труды Междунар. симп. по геологии урана. Москва, 29 ноября — 1 декабря 2000 г. — М.: Изд-во ВИМС, МПР, 2002. — 317 с.

Успенский В.А. Органическое вещество и его роль в процессах эволюции осадочного материала // Органическое вещество в геологических процессах. — Л., 1975. — С. 7–21 (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 261).

Устинов Н.В., Покровская И.Е. Верхнеюрские «черные глины» Баренцевоморского шельфа // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. — С. 19–29.

Устрицкий В.И. (ред.) Верхний палеозой Северо-Востока СССР. — Л.: НИИ геологии Арктики, 1975. — 101 с.

Феоктистов В.П., Иогансон А.К., Неклюдов А.Г. Металлогения осадочных бассейнов. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. — 75 с.

Филиппов Ю.Ф., Лапковский В.В., Лунев Б.В. Численное моделирование соляного тектогенеза в кембрийских отложениях Предъенисейского осадочного бассейна (Западная Сибирь) // Геология и геофизика СО РАН. 2009. Т. 50. № 2. — С. 127–136.

Фон-дер-Флаасс Г.С. Структурно-генетическая модель рудного поля ангаро-илимского типа (Сибирская платформа) // Геология рудных м-ний. 1997. Т. 38. № 6. — С. 530–544.

Формации горючих сланцев. Методы изучения и генетическая классификация / Ред. С.С. Бауков и В.А. Котлуков. — Таллинн: Валгус, 1973. — 160 с.

Фортулатова Н.К., Швеиц-Тэнэнта-Гурий А.Г. Типовые модели строения девонских карбонатных комплексов Токмовского свода и прилегающих районов Волго-Уральской антеклизы // Геодинамика, стратиграфия и нефтегазоносность осадочных бассейнов России. — М.: ВНИГНИ, 2001. — С. 124–135.

Фрадкин Г.С. Галогенные формации и нефтегазоносность Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. — С. 605–616.

Фролов В.Т. Литология. — М.: Изд-во МГУ. — Кн. 1. — 1992. — 336 с.; Кн. 2. — 1993. — 432 с.; Кн. 3. — 1995. — 352 с.

Фролов С.В., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И. Нефтегазоносные комплексы и ловушки северной бортовой зоны Прикаспийской впадины: Обзор ЗАО «Геоинформмарк». Вып. 4. — М.: 2000. — 44 с.

Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. — М.: Недра, 1992. — 452 с.

Хаин В.Е. Главные черты тектонического развития и нефтегазоносности Каспийско-Черноморского региона // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. — С. 22–26.

Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. — С. 3–14.

Хаин В.Е. От геологических формаций к литодинамическим комплексам // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1991. № 3. — С. 18–21.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. — М.: Наука. — Вып. 2: Внеальпийская Европа и Западная Азия. — 1977. — 359 с.; Вып. 3: Внеальпийская Азия и Австралия. — 1979. — 356 с.; Вып. 4: Альпийский Средиземноморский пояс. — 1984. — 344 с.

Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. — М.: Недра, 1991. — 398 с.

Халдна Ю.Л., Ильмоя К.А., Иоханнес И.К. и др. Ртуть в диктионемовых сланцах Эстонской ССР // Горючие сланцы. 1986. Т. 3. № 3. — С. 290—292.

Харламов М.Г., Фукс В.З., Афанасьева Е.Н. Ураноносность Арктической зоны России // Регион. геология и металлогения. 2007. № 32. — С. 108—120.

Хатьянов Ф.И. Геолого-геофизические особенности погребённых рифовых массивов в связи с проблемами их поисков // Ископаемые рифы и методика их изучения: Труды третьей палеоэколого-литологической сессии. — Свердловск, 1968. — С. 226—241.

Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения): Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27. Вып. 5. — С. 31—52.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. — М.: Наука, 1983. — 151 с.

Хрусталева Г.К. Петрология горючих сланцев. — Ростов н/Д: ООО «ЭЛБИ сервис», 1999. — 256 с.

Худолей А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье — пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 5. — С. 666—669.

Худолей А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере вост. окраины Сибирской и зап. окраины Северо-Амер. платформ): Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. — М., 2003. — 35 с.

404. Цейслер В.М. Формационные ряды платформ и бассейновые комплексы // Известия вузов. Геология и разведка. 2000. № 2. — С. 3—9.

405. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). — Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. — 448 с.

Чочиа Н.Г. Девон Уфимского амфитеатра // Геология Западного Урала. — Л.; М.: Гостоптехиздат, 1950. — С. 4—60.

Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. — Л., 1955. — 403 с. (Труды ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 91).

Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. Новый фациальный и возрастной тип органогенных построек на восточном склоне Урала // Ежегодник-2007. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008. — С. 88—97.

Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н. Верхний палеозой бассейна реки Синары // Опорные разрезы карбона Урала: Сб. статей. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. — С. 95—114. (Тр. ИГиГ. Вып. 141.)

Чувашов Б.И., Матвеев В.П. Органогенные постройки позднего карбона — асселя на восточной окраине карбонатной платформы Северного острова Новой Земли // Ежегодник-2001. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. — С. 191—212.

Чувашов Б.И. О рифах и рифообразователях в среднем и позднем девоне земного шара // Известия АН СССР. Сер. геол. № 4. — С. 100—114.

Чувашов Б.И. Палеозойские карбонатные платформы Уральского подвижного пояса и его обрамления // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагении. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. — С. 68—87.

Чувашов Б.И., Черных В.В., Мизенс Л.И. К стратиграфии пограничных живетско-франских отложений южной части Уфимского амфитеатра // Ежегодник-2003. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. — С. 16—20.

Чувашов Б.И., Юриш В.В., Пилюсова О.Э. и др. Органогенные постройки среди вулканогенных толщ Базарсайской кальдеры (Живетский ярус Западных Мугоджар) // Ежегодник-1997. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. — С. 26—31.

Чувашов Б.И., Юферев О.В. Известняки колтубанской свиты Южного Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. — Новосибирск, Наука СО, 1981. — С. 104—110.

Чувашов Б.И., Юферев О.В., Лучинина Е.А. Водоросли среднего и верхнего девона Западной Сибири и Урала // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири: Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 619. — Новосибирск: Наука, 1985. — С. 72–98.

Чувашов Б.И., Яцканич Е.А. К стратиграфии и палеотектоники палеозоя Ханты-Мансийской впадины (Западно-Сибирская плита) // Докл. РАН. 2003. № 6. — С. 784–788.

Шабанов Ю.Я., Асташкин В.А., Пегель Л.И. и др. Нижний палеозой юго-западного склона Анабарской антеклизы (по материалам бурения). — Новосибирск: Наука, 1987. — 207 с.

Шамов Д.Ф., Камалетдинов М.А. Нижнепермские рифовые массивы Башкирского Предуралья // Ископаемые рифы и методика их изучения: Труды Третьей палеоэколого-литологической сессии. — Свердловск, Уральский филиал АН СССР, ИГиГ, 1968. — С. 147–156.

Шамов Д.Ф. Существовал ли непрерывный барьерный риф в вартинском бассейне Предуралья? // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 5. — С. 109–121.

Шануренко Н.К. Главнейшие структурно-вещественные комплексы Таймырской складчатой области // Геология и рудоносность Таймыро-Североземельской складчатой области. — Л.: НИИГА, 1979. — С. 3–15.

Шарков А.А. Ураново-редкометалльные месторождения Мангышлака и Калмыкии и их генезис. — М.: Эслан, 2008. — 220 с.

Шатский Н.С. Избранные труды. Т. III: Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. — М.: Наука, 1965. — 348 с.

Шеин В.С. Геология и нефтегазоносность России. — М.: Изд-во ВНИГНИ, 2006. — 776 с.

Шехоркина А.Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. — М.: Наука, 1976. — 200 с.

Шишкин М. А. Стратиграфическая модель фаций для силурийских и нижне-среднедевонских отложений западного склона Полярного Урала // Теория и опыт экостратиграфии. — Таллинн, 1986. — С. 186–198.

Шмариович Е.М. Экзогенные урановые месторождения. Избранные труды. — М.: ВИМС, 2007. — 591 с.

Шпикерман В.И. Домеловая минерализация северо-востока Азии. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. — 333 с.

Шпильман И.А. Обоснование направлений поисковых работ на нефть и газ в Прикаспийской впадине // Сов. геология. 1990. № 11. — С. 118–125.

Шуйский В.П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. — М.: Наука, 1973. — 155 с.

Шуйский В.П. Верхнесилурийский и нижнедевонский рифовые комплексы западного склона Урала. Вопросы экосистемного анализа. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. — 83 с.

Шуйский В.П. Ископаемые известковые водоросли и рифообразование: Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. — Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1989. — 37 с.

Шуйский В.П., Ключина М.Л. Об органогенных постройках ордовика на Урале // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. — Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1989. — С. 91–95.

Шуйский В.П., Мухина В.П. Палеогеографическое положение и некоторые данные о литологии нижнедевонских и нижнеэфельских рифов Урала // Ископаемые рифы и методы их изучения: Труды III палеоэколого-литол. сессии. — Свердловск, 1968. — С. 89–115.

Шуйский В.П., Патрунов Д.К. Известковые водоросли нижнего и среднего девона юга Новой Земли. — М.: Наука, 1991. — 80 с.

Шуйский В.П. Пограничные слои силура и девона в районе мыса Белый Нос на Пай-Хое // Труды ИГиГ. Вып. 117. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. — С. 105–118.

Шуйский В.П., Ширишова Д.И. Кислянский (биоморфный) многослой на р. Бобровке // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. — Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1991а. — С. 66–70.

Шуйский В.П., Ширишова Д.И. Отложения нижнего и среднего девона по р. Реж в районе д. Арамашево // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. — Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1991б. — С. 47–52.

Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. — Екатеринбург: УрО РАН, 2003. — 316 с.

Шеглов А.Д., Краснов Е.В., Раткин В.В. Рифы и рудообразование // ДАН. 1983. Т. 271. № 1. — С. 161–165.

Щуров В.П. Ураноносные сланцы польских флишевых Карпат // Специальные вопросы атомной науки и техники. Серия «Геология атомной промышленности». — М., 1972. — Т. 2. № 3. — С. 107–120.

Эвапориты Украины / Под ред. В.И. Китыка. — Киев: Наукова думка, 1985. — 208 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. — Л.: Наука, 1988. — 272 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Геохимия и рудогенез урана в черных сланцах. — Сыктывкар: Геонаука, 1990. — 66 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. — Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. — 304 с.

Юдович Я.Э. Проблемы типизации черных сланцев // Известия секции наук о Земле РАН. Вып. 8. — М.: ВИНТИ, 2002. — С. 151–162.

Юдович Я.Э. Черные сланцы — 98: наука, мифы и голые короли // Вестник Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. 1998. № 7 (43). — С. 12–15.

Юшкин Н.П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. — Л.: Наука, 1968. — 187 с.

Юшкин Н.П. Новые данные о возрасте диабазов и каменной соли Сереговского соляного купола // ДАН СССР. 1990. Т. 315. № 6. — С. 1451–1453.

Якуцени В.П. Сибирская платформа — крупнейшая газогелиевая провинция мира. Проблемы ее рационального освоения // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2001. № 2. — С. 9–21.

Ян-Жин-Шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. — 155 с.

Яншин А.Л., Жарков М.А. Фосфор и калий в природе. — Новосибирск: Наука, 1986. — 191 с.

Янаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей. — М.: Изд-во МГУ, 1989. — 152 с.

Яруллин К.С., Ярупов И.А. Нефтегазоносность нижнепермских рифов Предуралья // Ископаемые рифы и методика их изучения: Труды Третьей палеогеологической сессии. Свердловск, Уральский филиал АН СССР, ИГиГ, 1968. — С. 157–168.

Atlas. Geological history of the Barents Sea / Eds.: M. Smelror, O.V. Petrov, V.A. Basov et al. — Trondheim: Geol. Survey of Norway, 2009. — 134 p.

Facies from Palaeozoic reef and bioaccumulations // Memoires du Museum national d'Histoire naturelle. T. 195. — Paris, 2007. — 341 p.

Kribek B. Metallogeny, structural, lithological and time controls of ore deposition in anoxic environments // *Mineral. Deposita*. 1991. Vol. 26. N 2. — P. 122–131.

Larssen G. Svalbard Excursion Field Guide, 19–28 July. 2006. — 84 p.

Lotze F. Steinsalze und Kalisalze. 2nd ed. Gebr. Borntraeger. — Berlin, 1957. Vol. 1. — 466 p.

Mamet B.M., Preat A., De Ridder Ch. Bacterial. Origin of the Red Pigmentation in the Devonian Slivenec Limestone, Czech Republic // *Facies*. 1997. N 36. — P. 173–188.

Sobolev N., Petrov O., Karpuzov A. et al. Map of reef, salinity and black shale formations occurrence in Northern Eurasia at scale 1 : 5 000 000 // Abstract. The 33rd International Geological Congress (IGC) Oslo, Norway, 2008.

Park W.C., Hard R.A. Future recovery of energy and mineral values from organic-rich shalts (Summary) // *Rev. Inst. franc. petrole*. 1980. 35. N 2. 325.

Swanson V.E. Uranium in marine black shales of the United State // *U.S. Geol. Survey Prof.* — Paper, 1956. N 300. — P. 451–456.

Trusheim F. Zur Bildung der Sal lager im Rotliegenden und Mezozoikum Mitteleuropas. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. Hannover, 1971. Helt 112. — P. 1–51.

Vine J.D., Tourtelot E.B. Geochemistry of black shale deposits // *Econ. Geol.* 1970. Vol. 65. — P. 253–272.

World seismicity map. Prepared by USGS. Scale 1 : 39 000 000. USA, 1974.

Ziegler P.A. Geological atlas of Western and Central Europe. *Shel Intern. Petrol. Maatschappij B.V.* The Hagul, 1982. — 130 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
---------------	---

Глава 1. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, КЛАССИФИКАЦИИ, ОБЩИЕ ПОДХОДЫ

1.1. Объекты анализа	11
1.2. О классификациях рифовых, галогенных и черносланцевых формаций	17
1.3. Типизация фациально-палеогеографических обстановок	—
1.4. Геодинамическая классификация обстановок осадконакопления	21
1.5. Литогеодинамические модели.....	31
1.6. Некоторые общие подходы к построению легенд и анализу комплекта карт	41

Глава 2. РИФОВЫЕ ФОРМАЦИИ

2.1. Карта рифовых формаций территории России	45
2.1.1. Терминология и классификация рифовых формаций	—
2.1.2. Легенда к Карте рифовых формаций	51
2.1.3. Распространение рифовых формаций в пределах основных геоструктурных элементов	61
2.2. Рифовые формации как индикаторы палеогеодинамических обстановок	137
2.2.1. Геодинамические обстановки образования современных рифов	—
2.2.2. Геодинамические обстановки образования рифовых формаций в осадочных бассейнах фанерозоя на территории России	—
2.2.3. Литогеодинамическая типизация рифовых формаций территории России	147
2.3. Полезные ископаемые, связанные с рифовыми формациями территории России	170
2.4. Выводы	177

Глава 3. ГАЛОГЕННЫЕ (СОЛЕНОСНЫЕ) ФОРМАЦИИ

3.1. Карта галогенных (соленосных) формаций территории России.....	183
3.1.1. Обзор состояния понятийно-терминологической, классификационной и картографической баз.....	—
3.1.2. Принятые в работе классификации галогенных формаций, обстановок их образования и связанных с ними полезных ископаемых	191
3.1.3. Региональные и межрегиональные корреляционные схемы, отражающие пространственно-временное распространение галогенных формаций на территории России	203

3.1.4. Легенда к Карте галогенных формаций.	205
3.1.5. Обзор Карты галогенных формаций	209
3.1.6. Основные закономерности пространственно-временного распространения галогенных формаций в геоструктурных подразделениях России (итоги анализа карты)	333
3.1.7. Проявления солей и сульфатов в докембрийских комплексах на территории России	337
3.1.8. Структурно-вещественные и литолого-фациальные модели галогенных формаций	345
3.2. Палеогеодинамическая история и закономерности размещения галогенных формаций мира и России.	349
3.2.1. Палеогеодинамическая история и закономерности размещения соленосных бассейнов мира	—
3.2.2. Палеогеодинамическая история и закономерности размещения галогенных формаций России	375
3.2.3. Галогенные формации как литогеодинамические индикаторы	406
3.2.4. Литогеодинамические модели галогенных формаций	411
3.3. Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями	414
3.3.1. Месторождения полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями территории России	—
3.3.2. Закономерности размещения разных групп полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями	434
3.3.3. Минерагенические эталоны месторождений полезных ископаемых, связанных с галогенными формациями	455
3.4. Перспективная оценка галогенных формаций территории России на комплекс полезных ископаемых	460
3.5. Выводы	471

Глава 4. ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ

4.1. Карта черносланцевых формаций территории России.	485
4.1.1. Терминология.	—
4.1.2. Классификации черносланцевых формаций	488
4.1.3. Легенда к Карте черносланцевых формаций	493
4.2. Обзор распространения черносланцевых формаций в основных геотектонических структурах	495
4.2.1. Платформы.	—
4.2.2. Щиты и срединные массивы.	512
4.2.3. Складчато-надвиговые области и системы.	520
4.3. Геодинамические обстановки образования черносланцевых формаций в осадочных бассейнах докембрия и фанерозоя	542
4.4. Полезные ископаемые в черносланцевых формациях территории России	550
4.5. Перспективная оценка черносланцевых формаций России на комплекс полезных ископаемых	569
4.5.1. Платформы.	570

4.5.2. Щиты и срединные массивы	571
4.5.3. Складчато-надвиговые области	573
4.6. Выводы	575
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	578
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	589

ПРИЛОЖЕНИЯ

Т а б л и ц ы

Глава 2

Таблица 2.5. Литогеодинамическая типизация рифовых формаций основных мегаструктур территории России

Глава 3

Таблица 3.4. Реестр галогенных формаций России

Глава 4

Таблица 4.2. Сводная таблица рекомендаций по видам и очередности постановки ГРР в регионах развития ЧСФ на территории РФ

К а р т ы

Глава 2

Приложение 2.1. Карта рифовых формаций территории России

Приложение 2.2. Карта перспективной оценки рифовых формаций территории России на комплекс полезных ископаемых на литогеодинамической основе

Глава 3

Приложение 3.1. Лист 1. Карта галогенных формаций территории России

Приложение 3.1. Лист 2. Легенда к карте галогенных формаций территории России

Приложение 3.2. Карта перспективной оценки галогенных формаций территории России на комплекс полезных ископаемых масштаба 1 : 10 000 000

Глава 4

Приложение 4.1. Карта распространения черносланцевых формаций территории России

Приложение 4.2. Карта перспективной оценки черносланцевых формаций территории России на комплекс полезных ископаемых

CONTENTS

INTRODUCTION.....	5
-------------------	---

Chapter 1. TARGETS OF STUDIES, CLASSIFICATION, AND GENERAL APPROACHES

1.1. Targets of analysis.....	11
1.2. Principles of classification of reef, halogen, and black-shale formations.....	17
1.3. Typification of facies-paleogeographic environments.....	—
1.4. Geodynamic classification of sedimentation environments.....	21
1.5. Lithogeodynamic models.....	31
1.6. General approaches to legend constructions and analysis of the set of maps.....	41

Chapter 2. REEF FORMATIONS

2.1. Map of reef formations in Russia.....	45
2.1.1. Terminology and reef formations' classification.....	—
2.1.2. Legend to the map of reef formations.....	51
2.1.3. Distribution of reef formations within main geostructural elements in Russia.....	61
2.2. Patterns of paleogeodynamic location of reef formations in Russia.....	137
2.2.1. Geodynamic environments of recent reef generation.....	—
2.2.2. Geodynamic environments of reef formations' generation in Phanerozoic sedimentary basins.....	—
2.2.3. Lithogeodynamic typification of reef formations in Russia.....	147
2.3. Distribution patterns of mineral deposits related to reef formations in Russia.....	170
2.4. Conclusions.....	177

Chapter 3. HALOGEN (SALIFEROUS) FORMATIONS

3.1. Map of halogen (saliferous) formations in Russia.....	183
3.1.1. Review of the state of conceptual-terminological, classification, and cartographic bases.....	—
3.1.2. Adopted classifications of halogen formations, environments of their generation and minerals associated with them.....	191

3.1.3. Regional and interregional correlation maps reflecting space-time distribution of halogen formations in Russia	203
3.1.4. Legend to the map of halogen formations in Russia	205
3.1.5. Review of the map of halogen formations in Russia.	209
3.1.6. Main patterns of time-space distribution of halogen formations in geosstructural units of Russia (results of map analysis)	333
3.1.7. Salt and sulphite occurrences in Precambrian complexes in Russia	337
3.1.8. Structural-petrologic and lithologic-facies models of halogen formations.	345
3.2. Paleogeodynamic history and patterns of paleogeodynamic distribution of halogen formations over the world and in Russia	349
3.2.1. Paleogeodynamic history and distribution patterns of saliferous basins worldwide.	—
3.2.2. Paleogeodynamic history and distribution patterns of halogen formations in Russia.	375
3.2.3. Halogen formations as lithogeodynamic indicators	406
3.2.4. Lithogeodynamic models of halogen formations.	411
3.3. Distribution patterns of mineral deposits related to halogen formations.	414
3.3.1. Mineral deposits related to halogen formations in Russia	—
3.3.2. Distribution patterns of various groups of minerals related to halogen formations	434
3.3.3. Metallogenic standards of mineral deposits related to halogen formations	455
3.4. Perspective evaluation of Russia for mineral deposits related to halogen formations	460
3.5. Conclusions	471

Chapter 4. BLACK-SHALE FORMATIONS

4.1. Map of black-shale formations in Russia	485
4.1.1. Terminology of black-shale formations.	—
4.1.2. Classifications of black-shale formations	488
4.1.3. Legend to the map of black-shale formations.	493
4.2. Review of black-shale formations' distribution in major geotectonic structures of Russia: shields, platform plates, and fold-and-thrust areas	495
4.2.1. Platforms	—
4.2.2. Shields and median masses	512
4.2.3. Fold-and-thrust areas	520
4.3. Paleogeodynamic distribution patterns and paleogeodynamic history of black-shale formations of Russia	542
4.4. Distribution patterns of mineral deposits related to black-shale formations.	550
4.5. Perspective evaluation of black-shale formations of Russia for mineral deposits	569
4.5.1. Platforms	570

4.5.2. Shields and median masses	571
4.5.3. Fold-and-thrust areas	573
4.6. Conclusions	575
CONCLUSIONS	578
REFERENCES	589

УДК 551.263.2: 552.578.3: 552.53 (470)

Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. – 624 с. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 355. ISBN 978-5-93761-233-5

На основе обобщения и анализа результатов картографирования масштабов 1 : 2 500 000, 1 : 1 000 000, 1 : 200 000 территории России и ее континентального шельфа, а также авторских и литературных материалов для трех групп формаций – рифовых, соленосных (галогенных) и черносланцевых (углеродистых) – разработаны структурно-вещественные классификации и построены три согласованные между собой сводные карты их размещения на территории России масштаба 1 : 10 000 000. Приведена систематизированная текстовая и графическая характеристика вещественных, структурно-морфологических, фациально-палеогеографических, палеогеодинамических и минерагенических показателей этих формаций. Представлены общие закономерности пространственно-временного распределения формаций каждой группы и схемы корреляций. Для типовых регионов построены литолого-минерагенические колонки и профили, отражающие положение формаций в разрезах, главные параметры их состава, структуры, минерагенической специализации. Рассмотрена палеогеодинамическая история формаций на территории России; для уровней их максимального развития построены карты-срезы (на палеогеодинамической основе). На основе анализа базы данных месторождений полезных ископаемых (рудных, нерудных, горючих), связанных с рассматриваемыми формациями, прослежены закономерности их пространственной и возрастной локализации в пределах основных геоструктур. Дана перспективная оценка рифовых, соленосных и черносланцевых формаций на комплекс полезных ископаемых.

Для специалистов в области геологии, литогеодинамики и минерагении осадочных бассейнов, нефтегазовой геологии, формационного анализа, литологов, геохимиков, геологов-съемщиков.

Табл. 27, рис. 142, цв. прил. 7, список лит. 467 назв.

УДК 551.263.2: 552.578.3: 552.53 (470)

Reef, saliferous, and black-shale formations in Russia. — SPb.: VSEGEI Press, 2015. — 624 c. VSEGEI Proceedings. New series. Vol. 355.

Based on the generalization and analysis of results of mapping of Russia and its continental shelf at scales of 1 : 2,500,000, 1 : 1,000,000, and 1:200,000 and authors' and literary materials for three groups of formations – reef, saliferous (halogen), and black-shale (carbonaceous) – structural-petrologic classifications have been elaborated and three consistent 1:10 M composite maps of their distribution in Russia have been compiled. Systematized text and graphic description of petrologic, structural and morphological facies and paleogeographic, paleogeodynamic, and mineralogical features of these formations is given. General patterns of space-time distribution of the formations of each group have been characterized and correlation maps have been compiled. Metallogenic lithological columns and lines have been constructed for typical regions to show the position of the formations in sections, main parameters of their composition, structure, metallogenic orientation. Paleogeodynamic history of the formations in Russia has been discussed and map-layers have been compiled for the levels of their maximum development (on paleogeodynamic basis). Based on the analysis of the database of mineral deposits (ore, non-metallic, and fuel deposits) related to the discussed formations, patterns of their spatial and age location within major geological structures in Russia have been traced. Perspective evaluation of reef, saliferous and black shale formations for mineral resources in Russia is given.

For specialists in geology, litogeodynamics, and metallogeny of sedimentary basins, petroleum geology, formation analysis, lithologists, geochemists, geologists, surveyors.

27 tables, 142 figures, 7 insets, 467 references.

Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России

Научное издание

Редактор *В. И. Гинцбург*

Технический редактор *С. В. Щербакова*

Корректоры *Д. Е. Крекс, Л. В. Набиева*

Компьютерная верстка *С. В. Щербакова*

Подписано в печать 21.08.2015. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonC

Печать офсетная. Печ. л. 39 + 9 вкл. + 3 вкладки + 7 прил.

Уч.-изд. л. 66,7. Тираж 300 экз. Зак. № 80000471

ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ВСЕГЕИ)

199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Тел. 328-87-85, факс 328-90-47. E-mail: TMB@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ

199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72. Тел. 328-91-90, факс 321-81-53



9 7859371612335