

**Характер дочетвертичного субстрата Городокской возвышенности
на северо-востоке Беларуси**

Вашков А. А.

БГУ, Минск, Республика Беларусь, avashkov@mail.ru

Рассмотрено строение коренного субстрата в пределах Городокской возвышенности на северо-востоке Беларуси. Отмечено, что Городокская возвышенность приурочена к поднятию коренных пород. Рассмотрены тектонические, литологические, палеогеографические факторы, что предопределили обособление поднятия на этой территории. Сделан вывод о том, что поднятие дочетвертичных пород предопределило повышенную аккумуляцию ледниковых отложений, что привело к обособлению всей Городокской возвышенности в современном рельефе.

It is considered the structure of Pre-Quaternary surface within Gorodok elevation in the north-east of Belarus. We noted that Gorodok elevation confined to a ledge of bedrock. We considered tectonic, lithologic, palaeogeographical factors that determined the separation of uplift in this area. It is concluded that the protrusion of Pre-Quaternary rocks predetermined increased accumulation of glacial sediments, which led to the isolation of the entire Gorodok macrorelief.

Городокская возвышенность расположена на северо-востоке Беларуси. Большинство исследователей относит её к островным возвышенностям, распространенным во внутренней зоне области древнематериковых оледенений на северо-западе Русской равнины [1, 3]. К фактам, что говорят в пользу этого можно отнести наличие цоколя дочетвертичных пород в основании возвышенности, особенности геологического строения четвертичной толщи и черты морфологии рельефа. Ряд исследователей относит возвышенность к аккумулятивным формам рельефа, полагая, что основную роль в строении этой макроформы играют четвертичные отложения мощностью от 40 – 60 до 120 – 140 м, сложенные здесь тремя моренными горизонтами [3, 8]. Другие исследователи уделяют большее внимание цоколю дочетвертичных пород, относя возвышенность к цокольно-аккумулятивным формам рельефа [6]. Сам же цоколь в этих работах предстаёт как денудационная форма дочетвертичного рельефа. В данной работе будет рассмотрено влияние поверхности дочетвертичных пород на заложение Городокской возвышенности.

Рельеф поверхности дочетвертичных пород в пределах рассматриваемой макроформы достаточно сложный. Поверхность имеет ряд поднятий и котловин – как крупных, так и мелких размеров. Данная территория относится к вытянутой полосе повышенных отметок субчетвертичного рельефа северо-западного простирания, известной в литературе как Латвийско-Белорусская возвышенность [3, 6]. В пределах Городокской возвышенности эта древняя водораздельная поверхность имеет ширину 50 – 65 км, с юго-запада отделяясь по изогипсе 100 м от Полоцкой депрессии с отметками высот 40 - 80 м и ниже. С северо-востока возвышенность граничит с Верхнеловатской низиной с абсолютными отметками поверхности 60 – 90 м.

Поверхность дочетвертичных пород в пределах Городокской возвышенности имеет преобладающие высоты 110 – 125 м. Максимальных отметок она достигнет у д. Вархи Городокского района – 154 м. В её рельефе выделяется ряд поднятий с отметками 120 – 140 м. Самое крупное – Центральнородокское поднятие, к которому приурочены наиболее высокие отметки субчетвертичной поверхности в 135 – 154 м. С северо-запада ложбиной северо-восточного простирания Центральнородокское поднятие отделяется от ровной поверхности Новохованского поднятия (отметки 120 – 128 м). С юго-востока полосой расчлененного субчетвертичного рельефа с замкнутыми западинами (абсолютные отметки 75 – 85 м) и вытянутыми ледниковыми ложбинами (абсолютные отметки 85 – 95 м) Центральнородокское поднятие отделяется от крупного Рубского поднятия, с абсолютными высотами дочетвертичной поверхности 125 – 141 м. Между Центральнородокским и Рубским поднятиями расположена группа Южно-Городокских локальных поднятий с отметками 120 – 138 м. К юго-западу Центральнородокское поднятие выраженным куэстообразным уступом отделяется от равнинного участка с отметками 90 – 110 м., который далее к юго-западу по изогипсе 80 м ограничивает Полоцкую депрессию. Периферия всех поднятий достаточно сильно расчленена узкими врезами амплитудой до 15 – 30 м (рис. 1). Таким образом, общая амплитуда превышений дочетвертичного рельефа в пределах Городокской возвышенности достаточно велика и достигает значений 50 - 70 м. Рассмотрим теперь природу происхождения этого поднятия субчетвертичной поверхности.

В тектоническом отношении территория приурочена к северо-западному склону Оршанской впадины. Поверхность кристаллического фундамента здесь погружается к юго-востоку от 900 м до 1400 м. Таким образом, на первый взгляд структура может рассматриваться как обращенная, однако новые геофизические данные свидетельствуют о более сложном блоковом строении поверхности фундамента [2, 5, 7]. Северо-западный склон Оршанской впадины представляется не как моноклиальная поверхность, падающая к юго-востоку, а как система крупных блоков, разбитых разломами-сбросами, сдвиго-сбросами. Наиболее протяженный Полоцкий разлом-сброс со сдвиговой составляющей пересекает территорию возвышенности в центральной части с запада на восток. Этот разлом отделяет более приподнятую северную Езерищенскую ступень фундамента от Велижско-Городокского блока. Амплитуда сброса этих блоков вдоль Полоцкого разлома достигает значений 180 – 220 м. Полоцкий разлом ограничивает с юга наибольшие высоты дочетвертичной поверхности Городокской возвышенности.

С запада Велижско-Городокский блок ограничен Витебским разломом северо-северо-западного направления, который ограничивает его от восточной ступени Шумилинского горста. Отметки поверхности залегания фундамента в пределах восточной ступени Шумилинского горста около 1050 – 1150 м, поверхность понижается к востоку. Амплитуда

сброса поверхности фундамента по Витебскому разлому составляет около 100 – 120 м. Восточная ступень Шумилинского горста ограничена Богушевским разломом амплитудой 90 – 110 м от сводовой части Шумилинского горста (отметки залегания кристаллического фундамента -707 – 850 м). Витебский и Богушевский разломы хорошо выражены в структуре платформенного чехла и современной поверхности Городокской возвышенности [7].

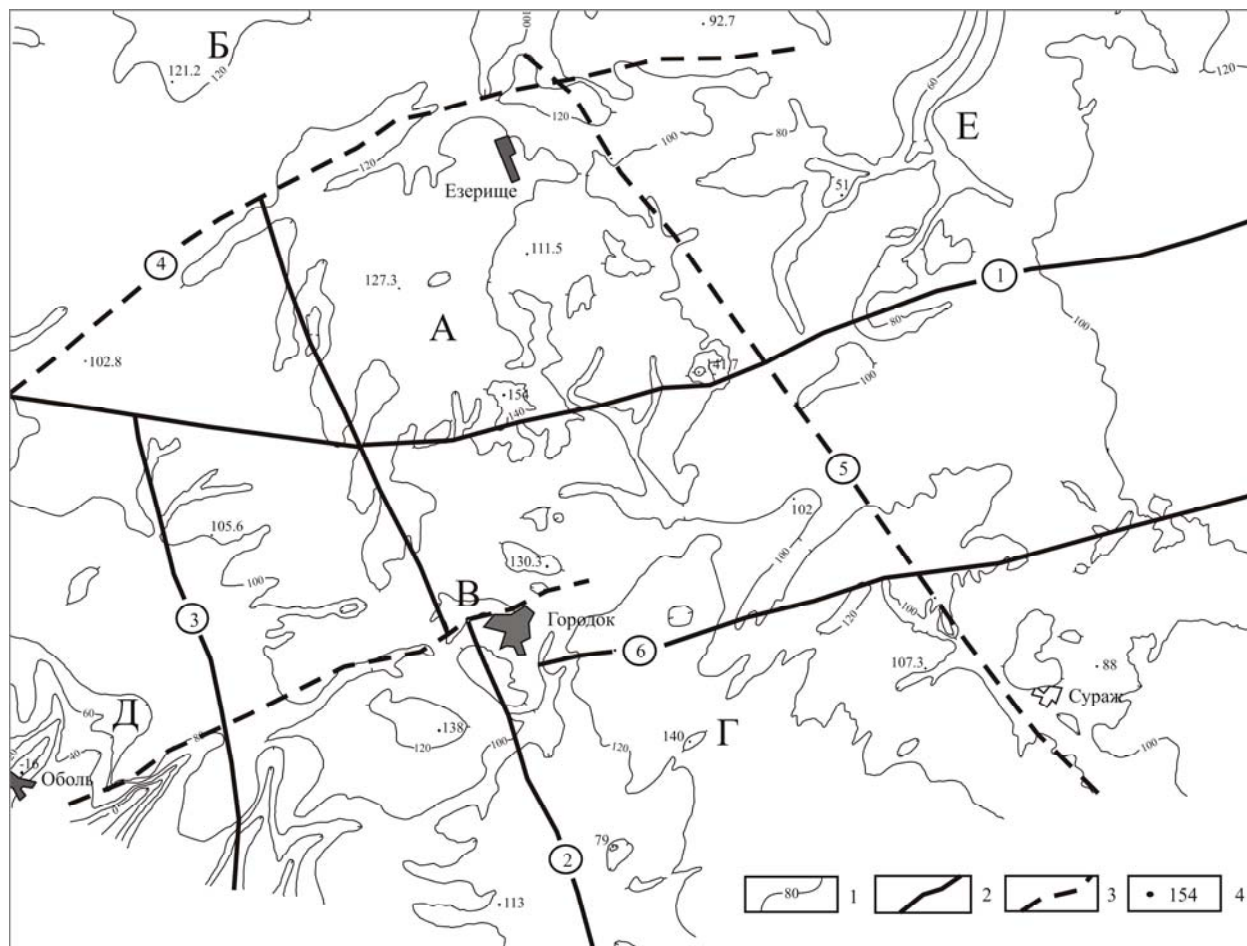


Рис. 1. Структурная схема дочетвертичного субстрата в пределах Городокской возвышенности. Условные обозначения: 1 – изогипсы погребенного рельефа; 2 – структурообразующие разломы, проникающие в осадочный чехол; 3 – прочие разломы; 4 – отметки высот дочетвертичного рельефа в метрах. Цифры в кружках: 1 – Полоцкий; 2 – Витебский; 3 – Богушевский; 4 – Глубокский; 5 – Суражский; 6 – Городокской разломы. Буквами обозначены: А – Центральнородокское поднятие; Б – Новохованское поднятие; В – Южно-Городокские поднятия; Г – Рубское поднятие; Д – Полоцкая депрессия; Е – Верхнеловатская низина.

Южную часть возвышенности пересекает Городокский разлом-сброс субширотного простираия. Он отделяет пониженный Велижско-Городокский блок от Суражского горстового поднятия. Глубины залегания фундамента в пределах Суражского поднятия 1350 – 1500 м. Таким образом, Городокский разлом имеет амплитуду сброса около 120 м в западной части и до 200 м в восточной. К Суражскому поднятию приурочено крупное Рубское поднятие субчетвертичной поверхности, а к наиболее низкому блоку территории возвышенности – Велижско-Городокскому в свою очередь приурочены наиболее низкие отметки на поверхности всей крупной водораздельной поверхности дочетвертичной возвышенности рассматриваемого района. На основании этих данных можно сделать вывод о

том, что размещение крупных поднятий субчетвертичной поверхности в основании Городокской возвышенности непосредственно связано с глубинным блоковым строением территории.

Важное значение в обособлении поднятия субчетвертичной поверхности играл литологический фактор. Дочетвертичные отложения на территории Городокской возвышенности представлены с поверхности крепкими известняками и доломитами семилукского и саргаевского горизонтов франского яруса верхнего девона. Мощность этих пород возрастает к востоку от 10 - 20 м до 80 – 100 м. На западе, в пределах Полоцкой депрессии доломиты и известняки выклиниваются. Здесь субчетвертичная поверхность представлена терригенной толщей старооскольского и наровского горизонтов среднего девона. На востоке возвышенности саргаевские и семилукские доломиты и известняки перекрываются глинистыми породами речицкого и воронежского горизонтов мощностью от первых метров до 10 – 20 м. Таким образом, крепкие карбонатные породы на водораздельной части дочетвертичного поднятия играли бронирующую роль при денудации поверхности в мезозойское и особенно в четвертичное время при наступлении на территорию покровных ледников. Так, на западе в пределах Полоцкой депрессии в податливых терригенных породах были заложены крупные ледниковые ложбины с глубинами вреза до 100 - 120 м [4]. На востоке в пределах распространения речицких и воронежских глин была заложена обширная гляциодепрессия с ледниковыми ложбинами на дне. Глубина вреза этих ложбин в поверхности Верхнеловатской низины достигает 40 – 60 м, по их дну обнажаются крепкие известняки и доломиты семилукско-саргаевского горизонта.

С позднего палеозоя исследуемая территория была сушей и подвергалась процессам денудации. В это время здесь закладываются истоки речных долин, в карбонатных породах получают развитие карстовые процессы, обособляются в рельефе денудационные останцовые формы. Всё это время территория была водораздельной зоной. Большинство исследователей выделяют на северо-западе Русской равнины мезозойскую, раннепалеогеновую, олигоцен-миоценовую, плиоценовую поверхности выравнивания [3, 6]. Признаков мезозойской поверхности выравнивания в пределах возвышенности не отмечено [3]. Дочетвертичные останцы с отметками высот 140 – 154 м имеют раннепалеогеновый возраст. Поверхность поднятий с высотами 120 – 140 м имеет олигоцен-миоценовый возраст. Равнинные выровненные участки отметками 100 – 120 м и ниже представляют собой плиоценовую поверхность выравнивания. К основным формам рельефа, которые были сформированы к началу четвертичного периода стоит отнести останцовые горы в дд. Вархи, Якушенки и Черны Городокского района, фрагменты речных долин пра-рек Ловать, Овсянка, Оболь, Усыса и их притоков. Замкнутые котловины у дд. Смородник, Заозерье, Стодолище Городокского района могут быть отнесены к погребен-

ным карстовым впадинам. В пределах возвышенности довольно широко распространены также коры выветривания в начальной стадии их формирования (в виде доломитовой муки, прослоев глин).

Окончательный облик дочетвертичная поверхность обрела в плейстоцене в результате воздействия на неё процессов ледниковой экзарации. Высокое положение Центральногородокского поднятия в рельефе и размещение его в системе субмеридиональной полосы дочетвертичных возвышенностей привели к тому, что на протяжении всего плейстоцена эта территория являлась ледораздельной зоной. Смежные территории Полоцкой депрессии и Верхнеловатской низины подвергались интенсивной ледниковой экзарации. В ходе плейстоценовых оледенений речные долины Пра-Ловати, Оболи и их притоков были переуглублены на 10 – 40 м. В осевых частях ледниковых языков сформировались относительно неглубокие Вымненская, Ордовская ледниковые ложбины. Наиболее интенсивные процессы выпахивания ложбин протекали в ходе наступания березинского и припятского ледниковых покровов, о чем говорит отсутствие на днищах ложбин более древних моренных отложений [4]. Тем не менее, дочетвертичный рельеф сохранил основные черты своего облика, обретя большую вертикальную расчлененность и отчетливое морфологическое обособление.

Таким образом, наличие активных разломов в земной коре и дифференцированное тектоническое перемещение отдельных блоков северо-западного склона Оршанской впадины и обусловили обособление в мезозой-кайнозойское время на данной территории крупной положительной морфоструктуры, сложенной с поверхности прочными карбонатными породами. На мезо-кайнозойском этапе формирования морфоструктурное поднятие подвергалось процессам денудации, в итоге на его поверхности появились поверхности выравнивания и мелкие эрозионно-денудационные формы рельефа. В четвертичное время это поднятие было преобразовано гляциотектоническими процессами, ледниковой экзарацией. Оно приобрело овальные очертания, значительную относительную высоту и было надстроено мощной толщей четвертичных отложений. Это определило цокольно-аккумулятивный характер современной Городокской возвышенности.

Литература:

1. *Аболтиньш О.П., Асеев А. А., Вонсавичюс В. П.* и др. Островные возвышенности как особым способом организованные объекты. - Таллин: АН ЭССР, 1988. - 56 с.
2. *Гарецкий Р. Г., Каратаев Г. И.* Слободской тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы// Литосфера. 2009. №2(31). - С. 50 – 66
3. *Исаченков В. А.* Проблемы морфо-структуры и древнеледниковой морфоскульптуры. - Л: Наука, 1988. - 176 с.
4. *Комаровский М. Е.* Палеоложбины Белорусского Поозерья. - Мн.: БГУ, 2009. - 183 с.
5. *Нагорный М. А.* Тектоника Оршанской впадины// Литосфера. 2009. №2(31). - С. 67–74

6. *Нечипоренко Л. А.* Условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенного покрова Белоруссии. - Мн.: Наука и техника, 1989. - 114 с.
7. Разломы земной коры Беларуси // Под ред. Р. Е. Айзберга. - Мн., 2007. - 372 с.
8. *Санько А. Ф.* Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. - Мн.: Наука и техника, 1987. - 187 с.

Palaeoposition of the Seychelles microcontinent in relation to the Deccan Traps and the Plume Generation Zone in Late Cretaceous-Early Palaeogene time

Ganerød, M.¹, Torsvik, T.H.^{1,2,5}, van Hinsbergen, D.J.J.^{2,5}, Gaina, C.^{1,2,5}, Corfu, F.⁴, Werner, S.², Owen-Smith, T.M.³, Ashwal, L.D.³, Webb, S.J.³ and Hendriks, B.W.H.¹

¹*Geodynamikk, Geological Survey of Norway, NO-7491 Trondheim, Norway*

²*Physics of Geological Processes (PGP), University of Oslo, PO Box 1048, Blindern, NO-0316 Oslo, Norway.*

³*School of Geosciences, University of the Witwatersrand, Private Bag 3, Wits 2050, Johannesburg, South Africa*

⁴*Department of Geosciences, University of Oslo, Pb 1047 Blindern, NO-0316 Oslo, Norway*

⁵*Center for Advanced Studies, Norwegian Academy of Science and Letters, Drammensveien 78, NO-0271 Oslo, Norway*

Abstract

The Early Palaeogene magmatic rocks of North and Silhouette Islands in the Seychelles contain clues to the Cenozoic geodynamic puzzle of the Indian Ocean, but have so far lacked precise geochronological data and paleomagnetic constraints. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U-Pb dates demonstrate that these rocks were emplaced during magnetochron C28n, however ⁴⁰Ar/³⁹Ar and paleomagnetic data from Silhouette indicate that this complex experienced a protracted period of cooling. The Seychelles paleomagnetic pole (57.55°S and 114.22°E; A95 = 12.3°, N = 14) corresponds with poles of similar ages from the Deccan Traps, after being corrected for a clockwise rotation of 29.4° ± 12.9°. This implies that Seychelles acted as an independent microplate between the Indian and African plates during and possibly after C27r time, confirming recent results based on kinematic studies. Our reconstruction confirms that the eruption of the Deccan Traps, which affected both India and the Seychelles and triggered continental break-up, can be linked to the present active Reunion hotspot, which is being sourced as a deep plume from the Plume Generation Zone.

**Распределение мощности и литофаций осадочных тел
как отражение структурно-фациальной зональности ордовикских отложений
восточной Балтии: новые данные**

Искюль Г.С.

ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия, *geo-iskyul@yandex.ru*.

Северо-эстонская фациальная зона северо-западе России и восточной Эстонии выделяется как область сокращенных мощностей лэатсеской и волховской свит. В ее пределах выделяются три палео-выступа с наиболее сокращенными разрезами. В волховско-кундаских (местами – вплоть до ласнамягиских) отложениях к этим палео-структурам тяготеют прослои карбонатных пород с железистыми оолитами. Существование глубоководного участка бассейна между Северо-эстонской зоной и Финской сушей подтверждено также в волховско-кундаское время.

North Estonian Confacies Belt of the north-western part of Russia and eastern Estonia is a territory of decreased thicknesses of the Latorp and Volkhov stage in whole that complicated by three positive paleostructures with more condensed sections. In the Volkhov and Kunda (locally up to Lasnamagi) regional stages layers and beds of carbonates with iron ooids are located around this paleostructures. Increase of clays content and thickness of deposits northward (across the Ladoga Glint) is estimated not only for the Pakerort-Leetse strata but for the Volkhov-Kunda stratigraphic intervals as well. This fact allows to propose the occurrence of relatively long-lived deeper water environment between the North-Estonian Confacies Belt and Fennoscandian landmass to Volkhov-Kunda time.

Ордовикские отложения северо-запада России принадлежат Северо-Эстонской, Шведско-Латвийской, Московской [6] и Волховской структурно-фациальным зонам. Северо-Эстонская структурно-фациальная зона (СЭФЗ), ныне ограниченная с севера глинтотом, отвечает районам мелководной седиментации, остальные - сравнительно глубоководной. В сторону СЭФЗ наблюдается сокращение мощности отложений (вплоть до седиментационного выклинивания горизонтов или их частей), появление частых поверхностей перерыва, значительное уменьшение тонкозернистости и глинистости кластогенных и карбонатных пород. Ранее предполагалось, что СЭФЗ непосредственно переходила в Финскую сушу [6]. Однако, рядом исследователей было обращено внимание на увеличение в приглинтовой полосе России и Эстонии мощности и полноты разрезов в северном направлении, что говорит о существовании к северу от глинта глубоководного участка, отделявшего Финскую сушу от СЭФЗ. Такой вывод сделан по результатам изучения пакерортских [1, 7] и варангуско-латорпских [3] отложений. Утолщение к глинту латорпско-волховских отложений отмечалось В.А. Селивановой ([5]).

Как было показано [6], анализ мощностей осадочных тел, сформированных в ордовикском палеобассейне с крайне низкими скоростями седиментации, является весьма информативным методом выявления палеоструктур разного порядка. С целью выявления неизвестных ранее палеоструктурных особенностей территории Ленинградской, Псковской, Новгородской областей и смежной части Прибалтики в нижнем-среднем ордовике

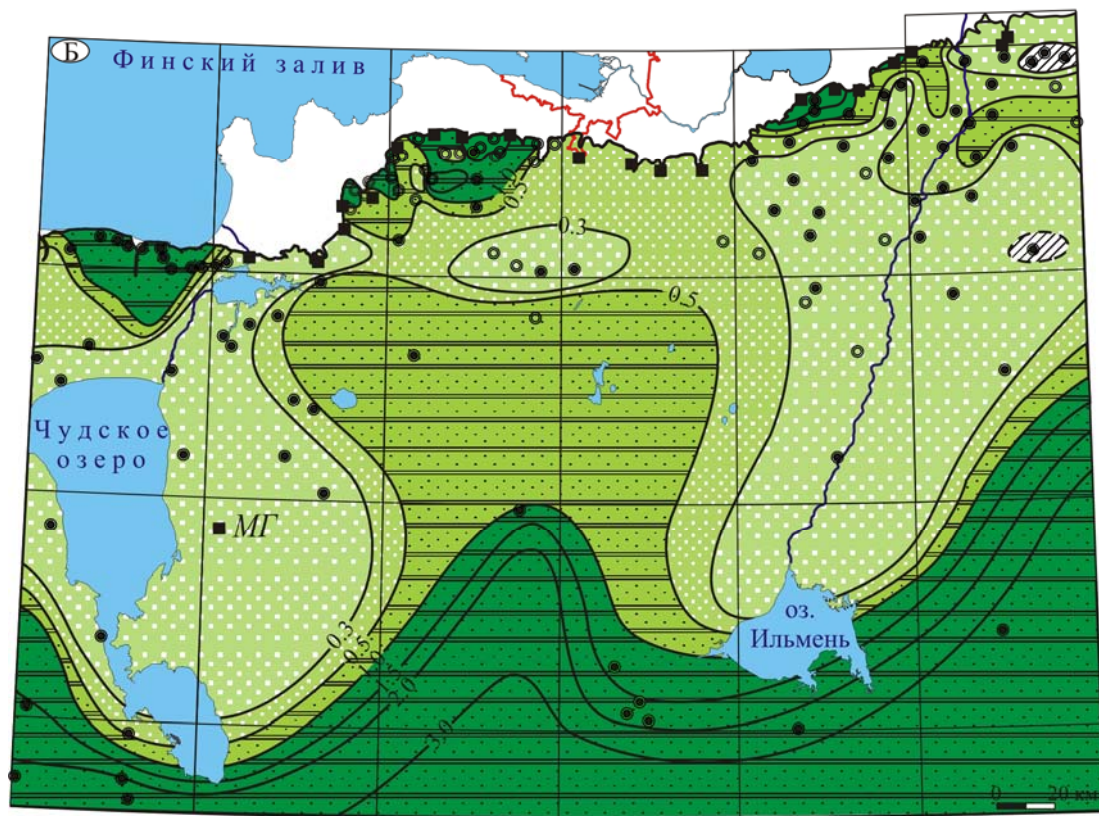
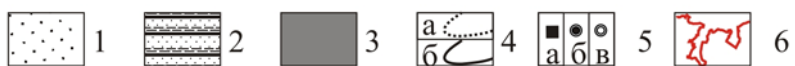
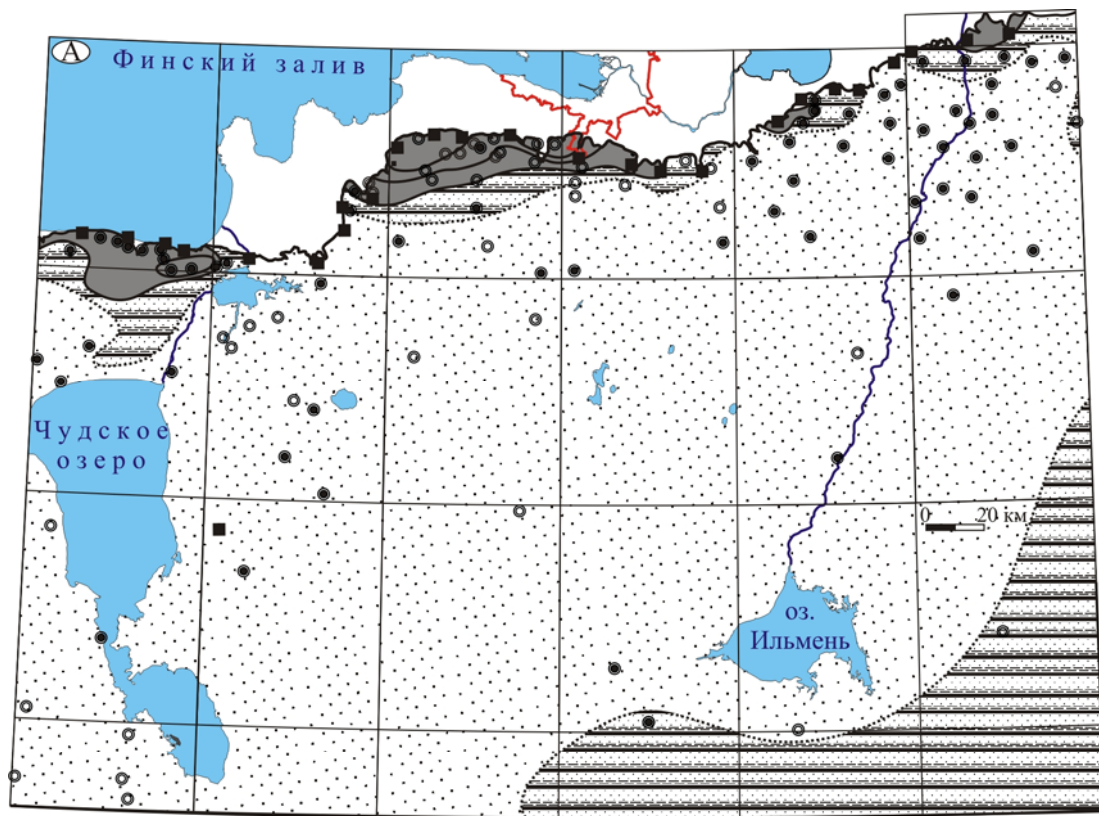
автором данной работы был проведен анализ распределения мощностей и отдельных литофаций пакеротско-кундаской части разреза. Для анализа были выбраны литостратоны, наиболее уверенно выделяемые по скважинам: 1) черносланцевый комплекс (пакерортский горизонт); 2) комплекс «глауконитовых песчаников» (варангуский-латорпский горизонт), 3) интервал «желтяков» и «фризов» (волховский горизонт; далее – верхне-волховские отложения). В основе работы лежит обобщение скважинных ([3, 5] и т.д.), опубликованных ([2, 4, 6] и т.д.) и полевых данных, результатом которого являются схематические карты мощности/литофаций (рис. 1А,Б,В). На них отчетливо выделяется обширная область сокращенных разрезов «глауконитовых песчаников» (0.05-0.5м), верхне-волховских отложений (1-4м) и отсутствия бассейновых черносланцевых литофаций пакерортского возраста, соответствующая СЭФЗ или Готланд-Сяському поднятию в понимании [3]. Сокращенные верхне-волховские разрезы простираются к югу до Мишиной Горы и г.г. Сольцы и Старая Русса. По окраинам СЭФЗ мощность отложений значительно возрастает. В частности, северный склон СЭФЗ оконтуривается:

- появлением черосланцевой копорской свиты и ее утолщением к северу от первых см до 7 м в обнажении у крепости Копорье;

- утолщением комплекса «глауконитовых песчаников» к северу с 0.3 м до 1.5 м на ижорском и ладожском сегментах глинта, с появлением в его подошве более древних отложений (варангуских и хуннебергских) [3];

- утолщением к северу верхне-волховских отложений с 2-3 до 5 м на ижорском глинте и до 5-7 м ладожском глинте; при этом наблюдается увеличение количества и мощности прослоев глин, общей глинистости разреза и уменьшение количества глауконита. Сходные изменения в отложениях вышележащего кундаского горизонта, с утолщением к северу от 7.5 м (скв. Заречье) до 16 м (Плеханово), наблюдаются на ладожском глинте. В том же направлении идет фациальное замещение нижнего и верхнего «чечевичных слоев». Все эти данные указывают на долговременное (по крайней мере, до кундаского времени), существование сравнительно глубоководного участка бассейна к северу от глинта (Пра-финского бассейна по [3]).

На рис.1Б и рис.1В в пределах СЭФЗ отчетливо видно совпадение областей экстремально конденсированных разрезов «глауконитовых песчаников» (0.05-0.3 м) и верхне-волховских отложений (1-2 м), маркирующих, по нашему мнению, долгоживущие поднятия, названные нами *эстонским*, *волосовским* и *волховско-солецким* палеовыступами. По описаниям скважин можно понять, что верхне-волховские отложения здесь выделяются высокой карбонатностью, обилием поверхностей перерыва и глауконита, местами – сероцветностью «желтяков»; спорадически отмечаются прослой с железистыми оолитами (0.08-0.45 м). Кундаские отложения над палеовыступами также сокращены по мощности



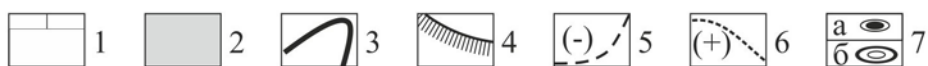
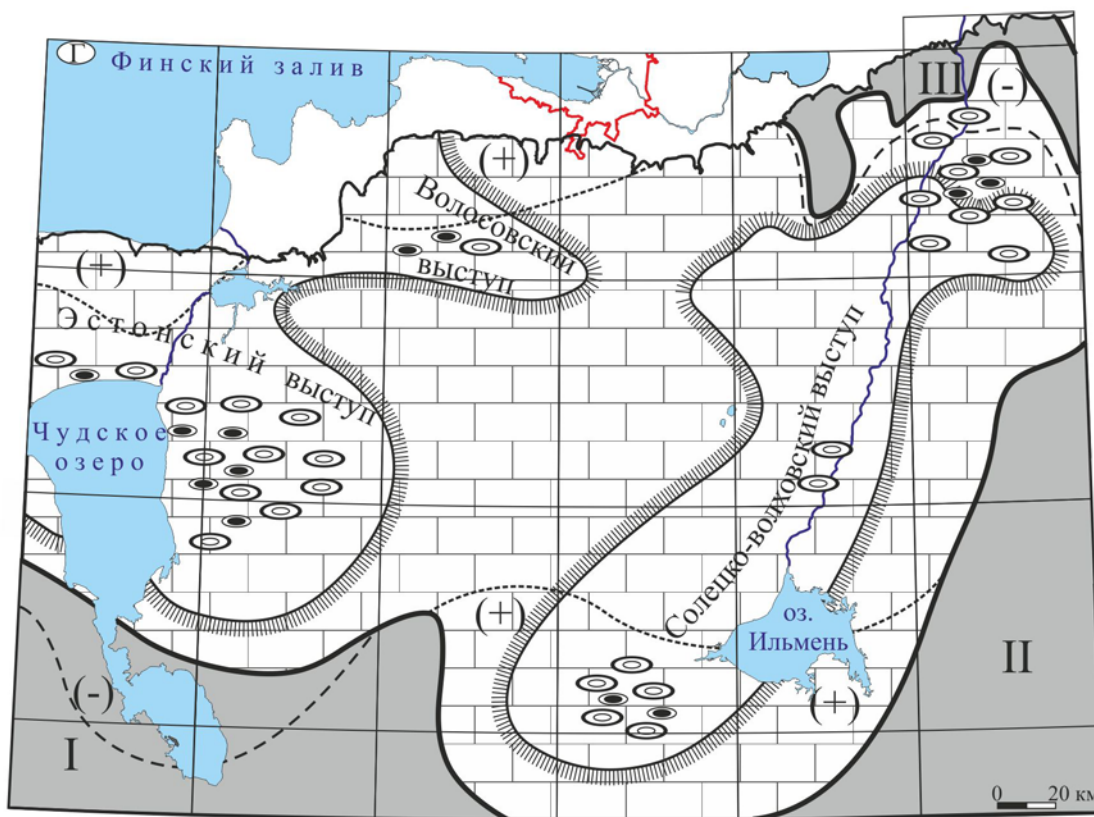
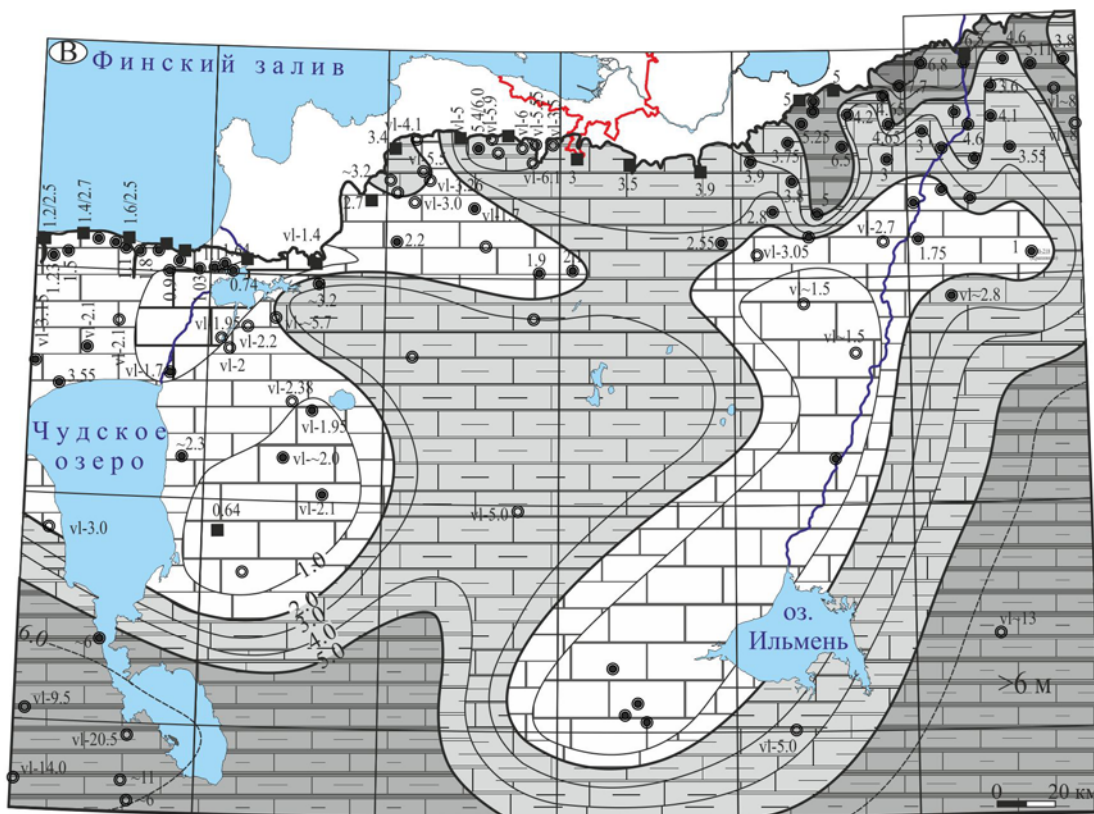


Рис. 1. А – изопахиты копорской свиты; Б – изопахиты «глауконитовых песчаников»; В – изопахиты верхне-волховских отложений; Г – соотношение палеоструктур волховского времени с распределением железистых оолитов в кундаское время. Условные обозначения: 1) диктионемовые сланцы, 2) переслаивание песков и диктионемовых сланцев, 3) оболочные пески, 4) конденсированные глауконито-кварцевые песчаники, 5) глауконито-кварцевые песчаники с прослоями глин, 6) глауконитовые известняки, 7) то же, с тонкими пропластками глин, 8) переслаивание глинистых известняков, мергелей и глин; 9) мощности верхневолховских отложений (а) и нерасчлененной волховской свиты (б); 10) локальные «чечевичные слои»; 11) южная граница безоолитовых литофаций в интервале «нижнего чечевичного слоя»; 12) Северо-эстонская фациальная зона; 13) Шведско-Латвийская (I), Московская (II) и Волховская (III) зоны; 14) границы зон; 15) контуры палеоподнятий по изопахите 2 м в верхневолховских отложениях; 16) изопахиты; 17) разрезы изученные в поле (а) и по литературным данным (б); 18) скважины с изученным описанием (а), с разбивкой по свитам (б); 19) границы Санкт-Петербурга.

до 6-7 м и демонстрируют рост карбонатности, обогащение глауконитом и остатками наутилоидей; между основными «чечевичными слоями» здесь появляются еще 3-6 дополнительных мощностью до 2.2 м. Все это указывает на контроль седиментации со стороны данных палеоструктур по крайней мере, до конца кундаского времени. В ряде разрезов эстонского (Мишина Гора [1] и др.) и волховско-солецкого (скважины у г. Сольцы) палеовыступов железистые оолиты прослеживаются до ласнамягиского горизонта включительно.

В после-леэтсеское время различные части СЭФЗ испытали дифференцированные вертикальные движения, что видно по инверсии мощностей после-латорпских отложений. Относительное поднятие испытали районы эстонского и ижорского глинта, а также г.г. Сольцы и Старая Русса, что устанавливается по смене сравнительно мощных пакерортско-леэтсеских отложений стратиграфически конденсированными волховско-кундаскими. Сравнительно резкое опускание территории, примыкающей к Елгавскому прогибу (совр. Псковское озеро), устанавливается, в частности, по району скважины Мехикоорма, где мощные «осевые» красноцветы волховского горизонта (10 м) перекрывают песчаники среднего кембрия [8]. Дифференцированное опускание устанавливается также в районе ладожского глинта по перекрытию маломощных пакеротско-латорпских волховско-кундаскими, мощность которых сравнима здесь с Елгавским прогибом.

Литература:

1. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики.//Междун. Геол. Конгресс, XXI сессия, доклады советских геологов. М., 1960.
2. Дронов А.В. Разрез ордовикских отложений Мишиногорского карьера// Ордовикское плато. К 100-летию со дня рождения Б.П. Асаткина, стр.68-85, 2004.
3. Ершова В.Б. Конденсированные отложения варангуского и латорпского горизонтов (нижний ордовик) российской части Балтийско-Ладожского глинта. Авт. дисс. канд. геол. мин. наук. Спб, 2009, 16 стр.
4. Попов Л.Е., Хазанович К.К. Боровко Н.Г. и др. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболочной толщи на северо-западе Русской платформы. Л., 1989, 1-222.
5. Селиванова В.А. Отчет о геолого-гидрогеологической съемке листа 0-35-VI (в масштабе 1:200000). Л., 1960 (фондовая).

6. *Мянниль Р.М.* История Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Валгус, 1966, 199 стр.

7. *Шмаенок А.И.* Отчет о геолого-гидрогеологических работах масштаба 1:200000, проведенных в районе нижнего течения р. Шелони и верхнего течения р. Луги в 1954-1966 гг. Л., 1967 (фондовая).

8. *Raukas A. & Teedumae.* A Geology and mineral resources of Estonia. Tallinn Estonian Academy Publishers, .pp.1-192, 1997.

Минеральный состав отложений озера Шира и скорости накопления осадков в озёрах Шира и Белё (республика Хакассия)**Камкина А.Д.**ИНГГ СО РАН, Новосибирск, Россия, kamkanna@gmail.com

С помощью данных рентгено-дифракционного, рентгенометрического, качественного рентгенофазового, электронно-зондового методов определён минеральный состав донных отложений из о. Шира. Гамма-спектрометрический метод позволил определить скорость накопления осадков в о. Шира (около 1-2 мм/год). Корреляция осадков о. Шира и о. Белё по Sr позволила оценить относительную скорость накопления осадков о. Белё (0.6-1 мм/год).

By means of X-ray diffraction, X-ray dosimetry, electron microprobe analysis the mineral composition of bottom sediments from Lake Shira has being identified. Method of gamma-ray spectrometry makes it possible to determine the rate of sediment accumulation in Lake Shira (about 1-2 mm/year). By correlation of bottom deposits of lakes Shira and Bele the relative rate of sediments accumulation in Lake Bele has being determined (about 0.6-1 mm/year).

Донные осадки озёр хранят информацию об изменении среды в прошлом в тесной связи с климатическими сдвигами. Изменение уровня бессточных озёр весьма контрастно отражает палеовариации температуры и влажности климата, в испарении и количестве атмосферных осадков. Сопутствующие перестройки в биопродуктивности озера, минералогии и геохимии осадконакопления обуславливают чёткий климатический сигнал в этих осадках.

Изучались донные отложения озёр Белё и Шира (республика Хакассия). Озеро Беле состоит из двух плесов, соединенных между собой протокой. Западная половина озера – сточная, получает питание за счёт атмосферных осадков, подземного гидрогеологического режима и стока р. Туим. Излишки воды из нее перетекают по протоке в расположенную рядом восточную бессточную половину озера.

Озеро Шира является бессточным солёным озером. Питание о. Шира обеспечивается речным стоком (р. Сон) и атмосферными осадками, а также подземным гидрогеологическим режимом. Донные отложения озера – органогенно-терригенные илы, на большой площади развиты сероводородные илы, источником которых является зоопланктон.

Цель работ – определить минеральный состав и скорость осадконакопления озера Шира и Беле с помощью гамма-спектрометрических и рентгено-спектрометрических измерений, рентгено-дифракционного анализа.

Минеральный состав осадков о. Шира. Осадки озера Шира представлены гаммой цветов от серого, серо-коричневого до чёрного; прослеживаются чёткие границы слоёв по всей ширине керна. Отложения озера Белё представлены розовато-коричневыми, коричневыми и черными цветами; чётких границ у слоёв не видно. После первых часов вскрытия у отложений озера Шира цвет осадка изменился в сторону более коричневых тонов,

это говорит о сульфид-сульфат окислении, а у отложений озера Белё цветовая гамма не менялась.

Отложения озера Ши́ра исследованы более детально, чем отложения о. Ши́ра. С помощью рентгено-дифракционного анализа по одному керну были выполнены оценки макроскопических характеристик минерального состава, который показал, что ~ 50 % всех осадков о. Ши́ра составляют карбонаты.

Рентгенометрический, качественный рентгенофазовый, электронно-зондовый анализы позволили определить минеральный состав донных отложений озера Ши́ра:

- карбонаты – 50% (данные гранулометрических измерений), а именно: моногидро-кальцит, кальцит – 20-25 %, анкерит, доломит – 15-25 % (данные рентгенометрического и качественного рентгенофазового анализов), карбонатный цемент (по данным электронно-зондового анализа);

- кварц – 25-35 % (данные рентгенометрического и качественного рентгенофазового анализов);

- глинистые минералы – 6-13 % (данные рентгенометрического и качественного рентгенофазового анализов);

- много органики, железа (по данным электронно-зондового анализа).

Можно предположить, что компонентный состав осадков о. Белё схож с осадками о. Ши́ра, на том основании, что берега озера Белё представлены песчаниками, известняками Ойдановской свиты, как и берега озера Ши́ра.

Интерпретация данных по методу РФА-СИ. Рентгено-спектрометрические измерения [1], выполненные для недеформированных фрагментов кернов по всей их глубине на аппаратуре РФА в Сибирском центре синхротронного излучения, позволили реконструировать вариации концентраций элементов в толще осадков с вертикальным разрешением 1.0 мм для озера Белё и от 1.0 мм до 0.1 мм для о. Ши́ра. В перечень измеренных элементов для отложений озера Белё вошли порообразующие К, Са, Тi, Мn, Fe и «следовые» Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, Pb, Th, U, а для отложений озера Ши́ра вошли те же элементы, что и для о. Белё, кроме Cr, Ba, W, Pb.

Для донных отложений о. Белё и о. Ши́ра установлена общая закономерность распределения стронция и урана по глубине (рис. 1). Из рисунка видно, что стронций контрастно обогащает два слоя до 3200 г/т (о. Беле) и до .6000 г/т (о. Ши́ра). Визуально слои, обогащённые стронцием, мало примечательны и имеют много общего со многими другими горизонтами.

Аномалии стронция в этих слоях служат их уникальным идентификатором и позволяют провести корреляцию отложений, отобранных в разных точках озера (Белё или Ши́ра), а также строить корреляцию между отложениями озёр (рис. 2).

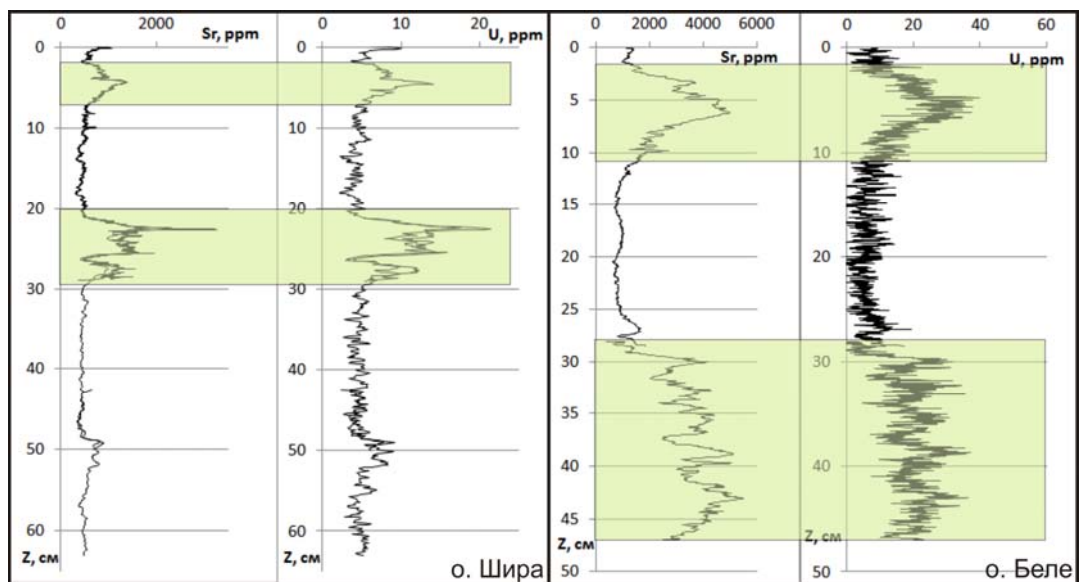


Рис. 1. Графики распределения стронция и урана по глубине.

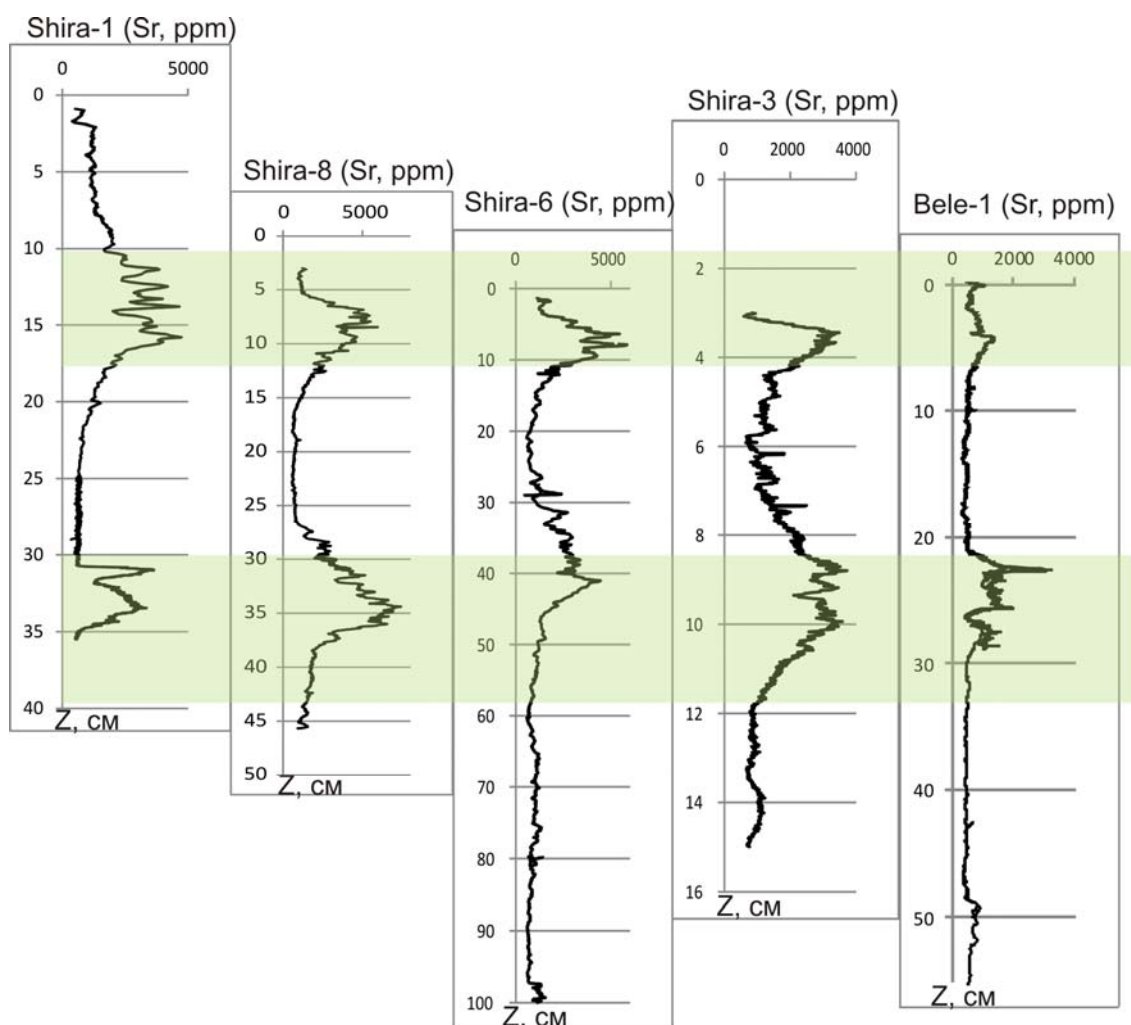


Рис. 2. Коррелируемые графики отложений озер Беле и Шира.

С помощью гамма-спектрометрических измерений удалось оценить скорости накопления осадков о. Шира по распределениям в них атмосферного Pb-210 и техногенного Cs-137. В среднем скорости составили около 1-2 мм/год. При длине керна до 1 метра, их воз-

растной интервал достигает 600 лет. По результатам этих оценок было установлено, что предложенная корреляция поддерживается полученными данными о разнице в скоростях осадконакопления в различных кернах, благодаря чему предполагается одновременное формирование каждого слоя по всей площади озера Ши́ра [2].

Корреляция осадков о. Ши́ра и о. Белё по Sr позволила установить относительную оценку скорости накопления осадков о. Белё. Корреляция проводилась по первому максимуму Sr, который приурочен к ядерным испытаниям 60-х годов. Таким образом, относительная скорость осадконакопления в о. Белё составляет 0.6 –1 мм/год. При длине керна до 1 метра возрастной интервал оценивается в 1000 лет.

Для обоих озёр была выявлена аномалия накопления Sr. Причина аномалии стронция не техногенного характера и путь его поступления в осадок о. Ши́ра пока не ясны. Электронный микроскоп, оборудованный детектором флуоресценции, показал отсутствие минеральных фаз–концентраторов стронция.

По-видимому, всё же стронций рассеянным образом входит в структуру карбонатов, а увеличение его количества связано со значительным обогащением воды растворенными соединениями стронция на момент формирования осадка (например, при обмелении озера), и/или с изменением состава и pH воды, приводившими к выпадению стронция. В пользу последнего свидетельствует также высочайшая корреляция стронция с ураном: аномальные концентрации последнего в двух обсуждаемых слоях достигают 45 г/т.

Некоторое сопутствующее увеличение концентраций Zr, Ti и других элементов, поступающих со взвесью, позволяет допустить также сорбционную природу урана (и, по-видимому, стронция – хотя бы отчасти) в этих горизонтах. Повышение концентрации минералов группы доломит-анкерит также поддерживает такую модель [2]. Данную гипотезу можно распространить и на осадки о. Белё, но для её подтверждения надо провести дополнительные исследования, которые были выполнены для о. Ши́ра.

Сравнивая концентрации элементов в осадках о. Белё с о. Ши́ра видно, что в о. Ши́ра концентрации породообразующих и «следовых» элементов в среднем на порядок больше, за исключением Cu, Mo, Nb. Данное явление можно связать с тем, что минерализация воды в о. Ши́ра (18-22 г/л) больше, чем в о. Белё (9-14 г/л).

Таким образом, осадки озера Ши́ра представлены на 50% карбонатами, встречается много органики, железа, глинистого и силикатного материала. Можно предположить, что компонентный состав осадков о. Белё схож с осадками о. Ши́ра, на том основании, что берега озера Белё представлены песчаниками, известняками ойдановской свиты, как и берега озера Ши́ра.

Для донных отложений о. Белё и о. Ши́ра установлена общая закономерность распределения стронция и урана по глубине. Причины появления аномалии накопления Sr и

путь ее накопления пока не ясны, однако она позволяет строить корреляцию отложений, отобранных в разных точках озера.

Гамма-спектрометрические измерения позволили оценить скорости накопления осадков: в среднем ок. 1-2 мм/год (для о. Шира). Корреляция по Sr донных отложений о. Шира и о. Белё дала относительную оценку скорости осадконакопления для о. Белё ~ 0.6-1 мм/год.

В дальнейшем предстоит изучить, что стало причиной ураново-стронциевых аномалий в осадках обоих озер, однако нет сомнений в универсальной природе данного явления, имеющего региональный характер. Мониторинг концентраций техногенных радиоактивных элементов в осадках озер позволит оценить их содержание в атмосфере в разные периоды времени.

Литература:

1. Лосев Н.Ф., Смагунова А.Н. Основы рентгеноспектрального флуоресцентного анализа. М.: Химия, 1982. 208 с.
2. Федорин М.А., Вологина Е.Г., Толмеев А.П., Лазарева Е.В., Мельгунов М.С., Дребущак М.В., Кириченко И.С., Скорости седиментации, геохимические циклы и минералогия донных отложений из озера Шира (Хакасия) – по результатам физических методов исследования, включая РФА-СИ. // Сборник тезисов с конференции по Синхротронному излучению. Новосибирск, 2010. С. 134-135.

**Структура и динамика формирования Бугульминско-Белебеевского поднятия
(Центральное Приуралье)****Колесниченко А.А.¹, Яцкевич Ю.О.²**¹ГИН РАН, Москва, Россия, ²МГУ, Москва, Россия

На территории Бугульминско-Белебеевской возвышенности (ББВ) впервые были проведены замеры мезотектонических структур с целью реконструкции полей напряжений/деформаций. На их основе на Белебеевском (юго-восточном) участке возвышенности установлено укорочение как в субширотном и субмеридиональном направлениях. Это позволяет сделать вывод о том, что здесь проявилось влияние двух соседних новейших орогенов – Уральско-Кавказского. Бугульминский (северо-западный) же участок характеризуется удлинением в северо-западном (согласно с ориентировкой осью водораздела ББВ) и укорочением в северо-восточном направлении. По нашему мнению, такое поле напряжений/деформаций сформировалось новейшее Бугульминско-Белебеевское поднятие.

On Bugulminsko-Belebeevskoe height (BBH) mesostructural measures were made first to make a reconstruction of stress field. There is a compression in both submeridional and sublatitudinal directions in Belebeevskiy (south-east of BBH) region. That allows to make a conclusion about there is a neighbouring mountain range (Ural and the Caucasus) influence.

There is an extension in north-west direction (like the watershed of BBH) compression in north-east direction in Bugulminskiy (north-west of BBH) region. In our opinion, neotectonic Bugulminsko-Belebeevskoe fold was formed in such stress field.

Введение. Бугульминско-Белебеевская возвышенность (ББВ) – крупная положительная морфоструктура Центрального Приуралья с высотами до 480 м. По результатам предыдущих работ А.А. Колесниченко и его коллег расположенные севернее субмеридиональные Тулвинский и Башкирский новейшие своды формировались в той же деформационной обстановке, что и соседний новейший Урал [5]. В отличие от этих структур, продольная ось Бугульминско-Белебеевского свода вытянута в северо-западном направлении и это может свидетельствовать об иной ориентировке осей поля напряжений/деформаций. Для его реконструкции были произведены мезоструктурные наблюдения.

В палеозойской структуре Бугульминско-Белебеевская возвышенность образует крупное поднятие фундамента и чехла (кроме верхнепермских отложений), известное как Южно-Татарский свод. По материалам бурения глубоких скважин и геофизическим данным этот свод вытянут в направлении ЮВ-СЗ более чем на 300 км [3]. На северо-востоке он ограничен Камско-Бельским авлакогеном, а на юге от Оренбургского свода его отделяет широтный Серноводско-Абдулинский авлакоген. Кровля Южно-Татарского свода наклонена здесь в сторону Урала, мощность осадочного чехла изменяется от 2 (на северо-западе) до 3 (на юго-востоке) км [3]. Верхнепермские отложения, залегающие несогласно на нижнепермских, падают на северо-запад и образуют пологую антиклиналь, ориентированную в направлении СЗ-ЮВ (вдоль оси Татарского свода). Таким образом, здесь наблюдается ситуация обращенного залегания пластов верхней перми по отношению к нижележащим. Антиклинальная структура чехла, образованная его верхнепермскими слоя-

ми, авторами доклада условно названа Бугульминско-Белебеевским поднятием (ББП).

Выражение палеозойской структуры ББП в современном рельефе. Поднятие, образованное верхнепермскими слоями, выражено крупной положительной морфоструктурой – Бугульминско-Белебеевской возвышенностью, вытянутой в направлении СЗ-ЮВ, совпадающей по конутуру с ББП. Сама же вершина Южно-Татарского свода в современном рельефе не выражена.

Рельеф района эрозионно-тектонический; морфологически же возвышенность выражена в виде платообразной поверхности [7]. Северо-восточный и юго-западный склоны крутые, причем особенно четко выражен уступ, ограничивающий ББВ по ее северо-восточному краю (относительная высота 80-100 м). По результатам многих работ [1,4,7,8], здесь имеются все признаки новейшего поднятия: гидрографическая сеть в виде небольших, но глубоко врезанных в пермские породы речек, развита очень густо, причем долины многих рек имеют ступенчатые склоны и каньонобразный вид. В формах рельефа находят отражение многие частные структурные формы, зафиксированные по различным маркирующим горизонтам верхнепермских отложений. Таким образом, здесь имеется прямое отображение в современном рельефе крупных черт тектонического строения. Достаточно широко развит карст (Туймазинский, Шкаповский районы и др.) [2]. По данным измерения высот террас, на территории юго-восточной части возвышенности (Белебеевский участок) происходило поднятие с амплитудой 200-300 м за олигоцен-четвертичный период [1], а по замерам высот поверхностей выравнивания суммарная амплитуда послемiocеновых поднятий здесь составляет 300-450 м [7]. По данным высокоточного повторного нивелирования район Бугульминско-Белебеевской возвышенности характеризуется высокими градиентами скоростей современных восходящих движений – до 5-6 мм/год. Совокупность всех этих материалов указывает на усиление здесь тектонической активности в новейшую и современную эпоху [7]. Таким образом, можно сделать вывод о том, что Бугульминско-Белебеевское поднятие является новейшим.

Реконструкция послепермского поля напряжений/деформаций. На территории Бугульминско-Белебеевской возвышенности впервые были проведены замеры борозд скольжения в верхнепермских известняках и песчаниках, а результаты замеров обрабатывались и анализировались на стереограммах по методике В.Д.Парфенова. Часть полевого материала была любезно передана М.Л.Коппом. Реконструкция регионального поля напряжений/деформаций строилась на выделении структурных парагенезов разного кинематического типа и анализе их пространственного размещения; особое внимание уделялось восстановлению слабоизученной горизонтальной компоненты новейших движений.

Станции наблюдений концентрируются в центральных частях северо-западного (Бугульминского) и юго-восточного (Белебеевского) районов возвышенности.

Возле с. Тумбарла в верхнепермских известняках найдены три системы мезоструктур – субширотные взбросы с компонентой левого сдвига, взбросы северо-восточной экспозиции с правосдвиговой компонентой и почти чистые сбросы той же ориентировки. Сбросы фиксируют удлинение в северо-западном направлении, что почти совпадает с ориентировкой продольной оси Бугульминско-Белебеевского новейшего поднятия. По взбросам с левосдвиговой компонентой восстанавливается ось укорочения в направлении ССВ 20° ; взбросы же с компонентой правого сдвига показывают северо-западное укорочение (азимут 130°). Остальные оси в рассматриваемом поле оказались сильно наклоненными, что не позволяет судить по ним о горизонтальных деформациях.

В известняках верхней перми возле с. Акбаш выделены субширотные взбросы с левым сдвигом (как и в предыдущей точке), субмеридиональные сбросы с правым сдвигом и субширотные сбросы с левосдвиговой компонентой. Сбросы обеих систем дают устойчивое удлинение северо-западной ориентировки (продольно к Бугульминско-Белебеевскому поднятию); по взбросам же восстанавливается укорочение поперек возвышенности (в северо-восточном направлении).

У с. Степной Зай в пермских известняках ориентировки замеров мезоструктур сгруппированы в четыре системы: субширотные взбросы с компонентой левого сдвига, взбросы с компонентой правого сдвига северо-западной экспозиции, взбросы с левосдвиговой компонентой северо-восточной ориентировки и субширотные левые сбросы. Восстановленная по последним бороздам ось удлинения ориентирована в направлении ССЗ (азимут 335°); остальные три системы показывают две ориентировки оси укорочения: ССЗ (330°) и ЮЮЗ (205°).

На востоке Бугульминско-Белебеевской возвышенности в песчаниках казанского яруса перми также обнаружена система крутонаклоненных субширотных взбросов с левым сдвигом (это позволяет говорить об их универсальном характере) и сбросов с левосдвиговым смещением той же ориентировки. Совокупность таких парагенезов образуют пояс вращения. Второй пояс вращения образован субмеридиональными сбросами и взбросами; у тех и других имеется компонента правого сдвига. Таким образом, реконструкция поля деформаций в данной точке наблюдений показывает две оси укорочения, ориентированные в направлении северо-восток 40° и юго-восток 100° , а также субмеридиональную ось удлинения.

Обсуждение результатов. Предварительный анализ показывает, что широкий разброс (а нередко и противоположность ориентировок) главных осей полей напряжений/деформаций для всех станций наблюдений района в целом не дает возможности выделения какого-либо преобладающего направления удлинения-укорочения. Разная ориентировка направлений осей может быть по нескольким причинам. Во-первых, замеры в по-

родах пермского возраста мезоструктур могут отражать деформационную обстановку эпох как герцинской, так и альпийской складчатостей; обе они, кроме того, состояли из нескольких фаз. Во-вторых, Бугульминско-Белебеевский свод чехла – структура 1-го порядка – осложнен пликативными и дизъюнктивными деформациями более высоких (до 4-го) порядков [8]; по данным Д.В. Постникова свод имеет ряд разрывов – серию надвигов с наклоном на северо-запад (Туймазинский, Бавлинский, Кындызский и т.д.) северо-восточной ориентировки докембрийского возраста с новейшей активизацией. Такие деформации, по мнению авторов, должны накладывать свои особенности в общий характер поля напряжений/деформаций.

Для более точного понимания деформационной обстановки на территории Бугульминско-Белебеевской возвышенности авторами был произведен анализ полей напряжений/деформаций для каждого из охваченного нашими замерами районов в отдельности – Бугульминской и Белебеевской вершин. В Белебеевском районе замеры сконцентрированы вдоль двух уступов (которые, по нашему мнению, образованы активными разрывами) – Бузгинского субмеридионального и Кондрыкольского северо-западного простирания. Поле деформаций, полученное для Бузгинского уступа, согласно с таковым для соседнего Урала – субширотное укорочение и субмеридиональное удлинение. Для Кондрыкольского же уступа характерно субмеридиональное укорочение, что больше соответствует расположенному южнее Кавказскому новейшему орогену. Бугульминский район в целом характеризуется устойчивым удлинением в направлении СЗ-ЮВ и сопряженным с ним укорочением направления СВ-ЮЗ с небольшими вариациями этих осей. Такой характер поля напряжений/деформаций, установленный на Бугульминском участке, сочетается с морфоструктурой всей Бугульминско-Белебеевской возвышенности. В первую очередь это следует из согласованности ориентировок оси растяжения и водораздела возвышенности (северо-западного направления).

Исследование выполнено при поддержке программы №6 ОНЗ РАН.

Литература:

1. *Варламов И.П.* Новейшая тектоника Башкирского Предуралья и прилегающей территории Ю.Урала // В кн. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Труды Уфимского совещания по геоморфологии и неотектоники Волго-Уральской области и Южного Урала 20-22 мая 1959 г. Уфа: БФАН СССР, 1960. С. 277-283.
2. *Вахрушев Г.В.* О неотектонике Южного Приуралья // В кн. Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии. Сб. 1. Уфа: БФАН СССР, 1957. С. 39-48
3. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации, м-б 1:1000000. Лист N-40. СПб. : ВСЕГЕИ, 2001
4. *Журенко Ю.Е.* Особенности проявления голоценовых и современных тектонических движений Западной Башкирии // В кн. Вопросы геоморфологии и новейшей тектоники Волго-Уральской области и Ю. Урала. Рефераты докладов. Уфа: БФАН СССР, 1959. С. 67-70

5. *Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Копылов И.С.* Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника. 2008. № 6. С. 46-68
6. *Постников Д.В.* Надвиговые структуры платформ // В кн. Вопросы геологии и геоморфологии Южного Урала и Приуралья. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 20-26
7. *Рождественский А.П.* Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба // В кн. Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1960. С. 221-243.
8. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. С. 302

**Механизм формирования аутигенных сидеритов/родохрозитов
в кайнозойских отложениях центральной части хребта Ломоносова,
Северный Ледовитый океан (по материалам экспедиции IODP-302)**

Крылов А.А.

ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия,
akrylow@gmail.com

Изучены десять образцов сидеритов/родохрозитов, отобранных в центральной части хребта Ломоносова в экспедиции IODP-302. Установлено, что они были сформированы в результате диагенетической деструкции органического вещества посредством сульфат-редукции.

Ten samples of the siderites/rhodochrosites from the Central part of Lomonosov Ridge, cored during the cruise IODP-302, were investigated. They were formed as a result of anaerobic oxidation of organic matter due to sulphate-reduction.

В 2004 году в рамках проекта IODP-302 было пробурено пять скважин в центральной части хребта Ломоносова [5]. Максимальный выход керна наблюдался в двух скважинах (M0002A и M0004A) по которым был составлен сводный разрез, охвативший отложения от позднего мела до голоцена [5].

Для определения областей сноса и реконструкции палеоклиматических изменений были проведены детальные исследования минерального состава отложений [4]. При этом в интервале 20-160 метров ниже поверхности дна моря (мнпд) (средний миоцен-плиоцен) были определены карбонаты сидерит-родохрозитового ряда, которые в отдельных слоях занимали значительную часть тяжелой фракции [4]. Настоящая работа посвящена реконструкции механизма формирования указанных карбонатов.

Десять образцов для исследований были отобраны из интервала 22.3 – 129 мнпд во фракции 0.1-0.05 мм. Определения минерального, изотопного и химического составов проводились в Технологическом институте г. Китами, Япония. Рентгеноструктурный анализ выполнялся на дифрактометре Rigaku Rint 1200 с Cu излучением. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов анализировались на масс-спектрометре Finnigan Delta plus XP с приставкой Gasbench. Образцы (1-3 мг) полностью растворялись в 100% фосфорной кислоте за 14 часов при температуре 70°C. В качестве стандартного образца использовался эталонный известняк NBS-19. Результаты приведены в VPDB шкале. Полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ были откорректированы на -1‰ для компенсации эффекта фракционирования между сидеритом и фосфорной кислотой при 70°C [3; 6]. Определение концентраций Ca, Mg, Fe и Mn в точках на кристаллах карбонатов осуществлялось с помощью EDS-приставки на сканирующем электронном микроскопе (JEOL, JSM-7400F, EDS EX-23000BU).

Данные рентгеноструктурных измерений показали, что образцы являются карбонатами родохрозит-сидеритового ряда. По результатам исследования химического состава

кристаллов удалось установить, что только один образец является родохрозитом (интервал 78.8 мнпд), тогда как все остальные – сидеритами. Практически во всех случаях в качестве незначительной изоморфной примеси присутствовали Са и Mg.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в образцах варьировали от -7.3‰ (22.3 мнпд) до -17.8‰ (110 мнпд) и от 4.2‰ (102.2 мнпд) до 6.5‰ (56.1 мнпд), соответственно; измерения $\delta^{18}\text{O}$ проводились только в интервале 56.1 – 102.2 мнпд. Таким образом, отмечается закономерное облегчение изотопного состава сидеритов с увеличением глубины залегания. Исключение составляет образец из интервала 78.8 мнпд, представленный родохрозитом, величина $\delta^{13}\text{C}$ которого составляет -8.1‰. С использованием соответствующей формулы $10^3 \ln \alpha_{\text{сид}} = 2.89 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} - 2.81$ [Becker and Clayton, 1976] были рассчитаны теоретические значения $\delta^{18}\text{O}$ поровой воды, из которой равновесно кристаллизовались сидериты; значения температуры для расчетов взяты из [1]. Полученные величины $\delta^{18}\text{O}$ воды варьируют от 1.4 до -0.5‰ SMOW, закономерно «облегчаясь» вниз по разрезу.

Данные по изотопии карбонатов и химическому составу поровых вод свидетельствуют в пользу того, что источником повышенной щелочности в интервалах, обогащенных сидеритами/родохрозитами, является анаэробное окисление органического вещества посредством сульфат-редукции при диагенезе: $2\text{CH}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} \rightarrow 2\text{HCO}_3^- + \text{H}_2\text{S}$. В то же время, механизм окисления/генерации метана с последующим повышением концентраций растворенного неорганического углерода не может быть привлечен для объяснения формирования изученных нами карбонатов.

Литература:

1. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A. and the Expedition 302 Scientists. Arctic Coring Expedition (ACEX), Proc. Integr. Ocean Drill., 302: Edinburgh (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). 2006, doi:10.2204/iodp.proc.302.2006
2. Becker R.H., Clayton R.N. Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron-formation, Hamersley Range, Western Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 1153-1165.
3. Das Sharma S., Patil D.J., Gopalan K. Temperature dependence of isotopic fractionation of CO₂ from magnesite-phosphoric acid reaction // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 589-593.
4. Krylov, A. A., Andreeva I. A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., and Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // Paleoceanography. 2008. V. 23, PA1S06, doi:10.1029/2007PA001497
5. Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S.C., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Pälike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D.C., Stein R., St John K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., and Kristoffersen Y. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441. No 7093. P. 601-606.
6. Rosenbaum J., Sheppard S.M.F. An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. P. 1147-1150.

**Новые данные о раннекембрийском магматизме
Северо-Востока Сибирской платформы****Лохов Д.К.**СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, *dlkhv@yandex.ru*

В пределах Чекуровского надвига Предверхоанского прогиба в кембрийских породах был обнаружен горизонт, сложенный гальками, предположительно магматических пород. Их петрографическое изучение показало, что они состоят из кислых туфов. Был изучен возраст цирконов из этих туфов, и установлено, что их изотопный U-Pb возраст составляет $546,3 \pm 7,7$ млн. лет. Полученный результат, с учетом данных о наличии в изучаемом регионе раннекембрийского основного магматизма, свидетельствует о широком развитии магматических процессов на рубеже венда и кембрия. Наличие основных интрузий и эффузивов и повышенная щелочность кислых пород из галек позволяет рассматривать их как принадлежащие к этапу рифтогенеза.

In Cambrian sedimentary rocks from the Chekurovka nappe of the Verkhoyansk caving-in it was found a horizon with the nodules of supposed to be magmatic rocks. Petrographic study has shown that they are high silica tuffs. U-Pb isotopic system was investigated in zircons from the tuffs, and age estimation $546,3 \pm 7,7$ Ma has been obtained. This result, combining with the data of existing of early Cambrian basic volcanism in the region exhibit wide magmatic processes at Vend – Cambrian boundary. These magmatic rocks both with the studied tuffs can be considered as riftogenic ones.

Рассматриваемая территория находится на границе Верхоянского складчатого пояса (Хараулахский сегмент Западно-Верхоянского сектора) и Предверхоанского краевого прогиба. Граница этих двух крупных структур проводится по системе надвигов и пологих взбросов сопровождающихся зонами смятия, получившей название Чекуровского надвига [1,2,4]. В структурном плане надвиг является элементом передовой части (форланда) крупной покровно-надвиговой системы.

Основной структурой региона, наиболее отчетливо выраженной в породах нижнего комплекса, является Чекуровская антиклиналь, сложенная терригенно-карботатными отложениями рифея-кембрия и перекрытыми терригенными комплексами перми-юры. Образование антиклинали связано со смещением толщ к западу по подошвенному надвигу. В целом, складка асимметричная, углы падения крыльев от 15 до 90° [1].

Предверхоанский прогиб сложен терригенными породами верхней юры и мела, в пределах рассматриваемой территории смятыми в ряд пологих и открытых складок, углы падения крыльев которых составляют 10-25°. Вблизи стыка с Верхоянской складчатой системой складчатость асимметричная, углы падения восточного крыла примыкающей к стыку антиклинальной складки достигают 80°.

Традиционно при рассмотрении тектонической истории региона в конце рифея - палеозое главное внимание уделялось девонскому рифтогенезу, сопровождавшемуся излияниями базальтов на восточной окраине Сибирской платформы. В тоже время, в рассматриваемом регионе известны базальты раннекембрийского возраста [3]. Кроме того, в ра-

боте А.К. Худолея [5] обосновывается наличие раннекембрийского рифтогенеза в районе Южно-Верхоянского сектора.

На левом берегу р. Лена, в основании отложений алданского яруса нижнего кембрия, был прослежен горизонт конгломератов с крупной галькой туфов кислого состава с повышенной щелочностью. В данных гальках основная масса сложена мелкими недиагностируемыми минеральными индивидами ($<20-50$ мкм), что позволяет рассматривать породу как туфы. Это пепловая фация. Среди пепловых частиц встречаются многочисленные кристаллы санидина и микроклина, размером от 1 до 5 мм. Данное обстоятельство позволяет заключить, что туфы формировались на удалении не более первых километров от жерла вулкана. На местный источник сноса также указывают размер галек (до 15-20 см) и их однообразный состав.

Для определения возраста туфов из одной из наиболее крупных галек были выделены цирконы, возраст которых был установлен в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb датированием при помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP – II. Всего было проанализировано 16 зерен цирконов и рассчитанный по ним конкордантный возраст оказался равен. Этот возраст в пределах ошибки измерения совпадает с возрастом туфов на северном склоне Оленекского поднятия ($543,9 \pm 0,2$ млн. лет, [6]) и возрастом нижней границы кембрия.

Полученный результат, с учетом данных о наличии в изучаемом регионе раннекембрийского основного магматизма [3], свидетельствует о широком развитии магматических процессов на рубеже венда и кембрия. Наличие основных интрузий и эффузивов и повышенная щелочность кислых пород из галек позволяет рассматривать их как принадлежащие к этапу рифтогенеза, что, в целом, подтверждает предположение, высказанное в [5] А.К. Худолеем для юго-востока Сибирской платформы.

Таким образом, исходя из новых данных о широком развитии предкембрийского рифтогенеза, считавшейся ранее единым позднерифейско-кембрийский этап развития региона должен быть разделен на два, каждому из которых соответствует свой комплекс пород:

- рифейско-вендский (терригенно-карбонатного состава) – соответствует платформенному этапу формирования региона;
- кембрийский (терригенно-карбонатного и эффузивного состава) – соответствует этапу рифтогенеза и заложения пассивной окраины.

Данная работа выполнена при частичной поддержке проекта СПбГУ с компанией TGS по проведению совместных исследований.

Литература:

1. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист R-52-VII, VIII (Кюсюр); Объяснительная записка к листу R-52-VII, VIII. Л.: Изд-во Ленинградской картфабрики объединения «Аэрогеология», 1977

2. *Парфёнов Л.М, Прокопьев А.В.*, Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса.// Геология и геофизика, 1993. Т.34. №7, стр. 23-24.

3. *Стручков К.К., Колодезников И.И.* Вулканизм венд-раннекембрийского возраста восточного обрамления Сибирской платформы. В: Сластенов Ю.Л. (ред.) Региональная геология Якутии. Якутск, ЯГУ, 1995, с. 140-142

4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). ред.: Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.

5. *Худолей А.К.*, Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Автореферат диссертации на соискание учёной степени доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2003

**Литолого-фациальная характеристика разрезов Семжа, Затон, Бычье
(Нижнее течение р. Мезень, Архангельская область)****Максимов А.В.**ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, Россия, *anton_maksimov@vsegei.ru*

Приводятся результаты изучения верхнеплейстоценовых отложений нижнего течения р. Мезень и ее притоков. На основании гранулометрического анализа проведено фацциально-генетическое расчленение пород. Интерпретация проводилась путем анализа эмпирических полигонов распределения (ЭПР) (метод Б. Н. Котельникова). Данный метод генетического анализа данных позволяет производить интерпретации без использования гранулометрических коэффициентов.

The results of the studies of Pliestocene deposits in downstream riv. Mezen and its tributaries. On the base of grain-size analyses the facial and genetic dissection of the deposits was carried out. Interpretation was carried out by analyzing the empirical distribution of polygons (B. N. Kotelnikov's method). This method of genetic analysis allows interpretation without the use of grain-size ratios.

Гранулометрический анализ является важной частью всех палеогеографических реконструкций, так как динамику среды седиментации можно выяснить по особенностям распределения частиц по размеру [2]. Применяемая в данной работе методика Б. Н. Котельникова основана на детальном анализе ЭПР песков. Изучение ~1300 эмпирических полигонов распределений основных генетических типов песков из различных регионов земного шара позволило Б. Н. Котельникове сделать вывод о том, что каждому способу транспортировки соответствует свое логнормальное распределение частиц по размеру зерен [1]. В работах Б.Н.Котельникова подробно рассмотрены особенности кривых каждого типа. К основным критериям, позволяющим отнести исследуемый образец к тому или иному типу, Б. Н. Котельникова отнес такие параметры, как модальность распределения, размерность моды (или мод субраспределений), симметричность распределения (субраспределений), количество грубых и тонких фракций («открытость» распределения), соответствие частей распределения логарифмической функции, объемы субраспределений, четкость дефицитов субраспределений, сравнительные характеристики серий однотипных ЭПР.

Во время проведения полевых работ в 2007, 2009 гг. были изучены два разреза в нижнем течении р. Мезень – Семжа-29 и Затон-23 и один разрез в долине р. Пёза – Бычье-62 (рис. 1, рис. 2). По результатам геохронологических исследований (ОСЛ) была восстановлена последовательность формирования осадков.

Интерес к данным разрезам обусловлен тем, что их детальное и комплексное изучение позволит больше узнать об истории данной территории в позднем неоплейстоцене. В ходе работ из разрезов было отобрано более 30 проб из песков, супесей глин для 19-ти фракционного гранулометрического анализа. На основе полученных данных были построены эмпирические полигоны распределения (рис. 3).

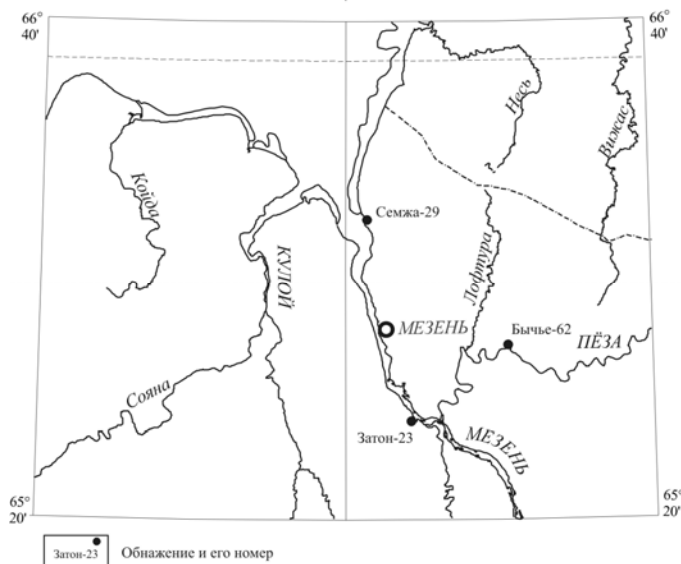


Рис. 1. Схема расположения исследованных разрезов в долине р. Мезень

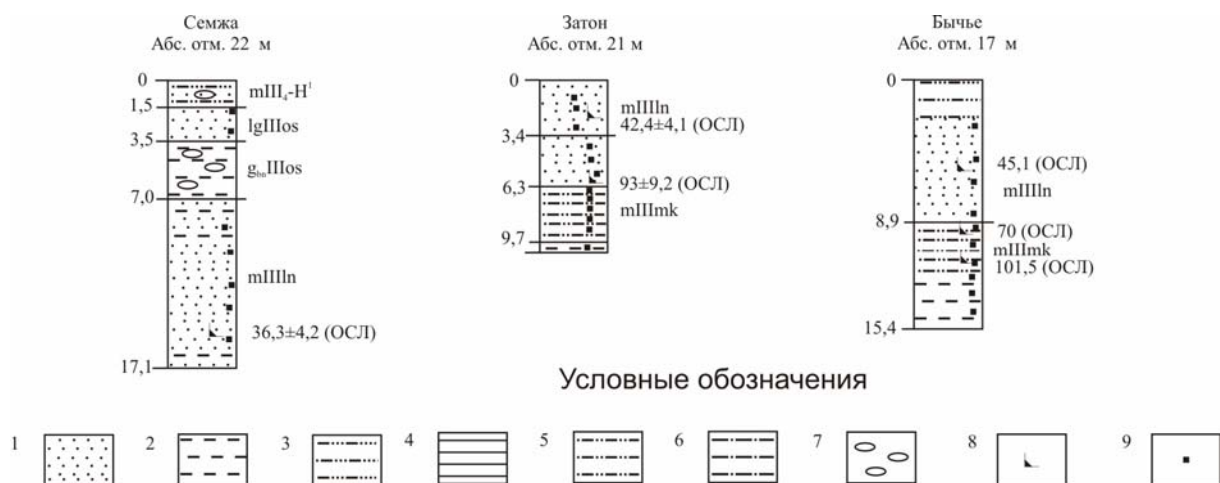


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов четвертичных образований. Условные обозначения: 1 – пески, 2 – глины, 3 – супеси, 4 – ленточные глины, 5 – суглинки, 6 – алевриты, 7 – галька и валуны, 8 – пункты геохронологических определений (ОСЛ – метод оптически стимулированной люминесценции), 9 – места отбора проб; mIIIlnk - морские отложения микулинского горизонта, mIIIln - морские отложения ленинградского горизонта, lgIIIos – ледниково-озерные отложения осташковского горизонта, g_{bn}IIIos – ледниковые образования основной морены осташковского горизонта, mIII-H – морские верхнеплейстоцен-голоценовые отложения.

Следуя методике Б. Н. Котельникова и сформулированным им ограничениям для правил идентификации субаквальных песчаных распределений, был проведен анализ полученных данных.

1). ЭПР из разреза Семжа-29 с открытой тонкозернистой модой и многовершинным распределением в центральной части характерны для морских прибрежных обстановок.

2). Для ЭПР из нижней части разреза Затон-23 характерна открытая мода в тонкозернистой части и одновершинное распределение в ее среднезернистой части. Данное распределение говорит о том, что тонкозернистый материал достаточно инертен и не дифференцируется в водном потоке, таким образом, транспортировка данных отложений происходила в взвешенном состоянии, что говорит о спокойной среде седиментации, ха-

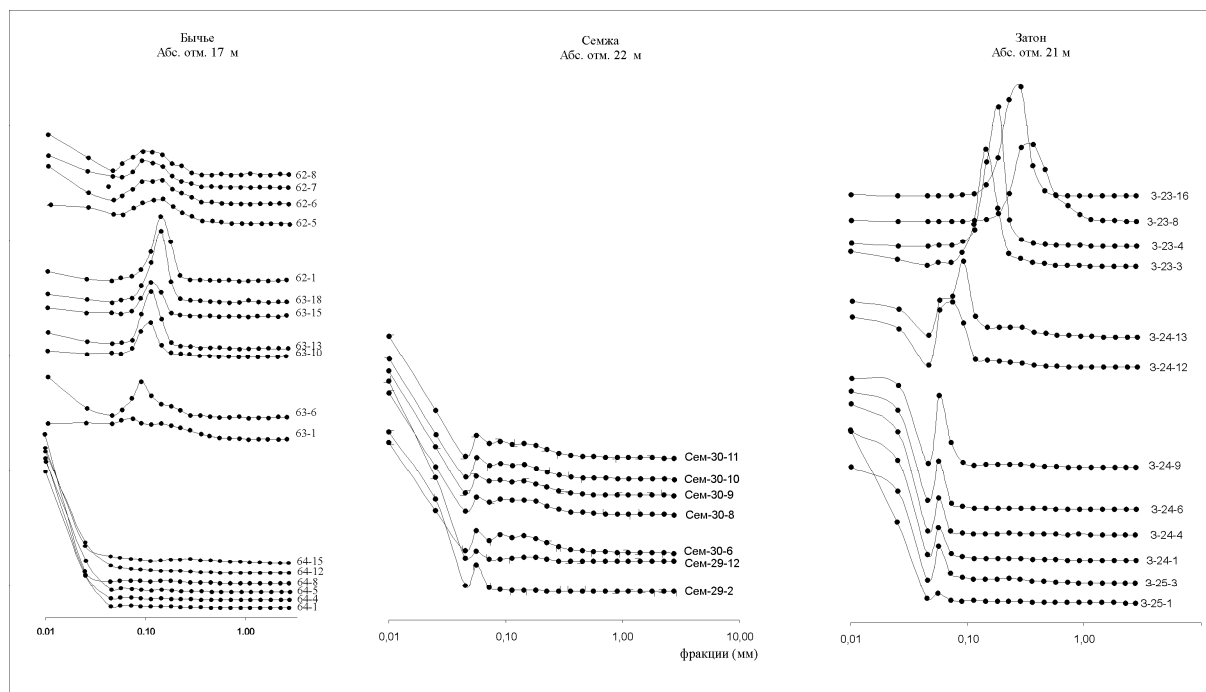


Рис. 3. Эмпирические полигоны распределения осадков из разрезов в бассейне р. Мезень

рактерной для бассейновых обстановок со спокойным гидродинамическим режимом. Осадки верхней части разреза тоже относятся к бассейновым обстановкам, но с более сильным гидродинамическим режимом.

3). Открытая тонкозернистая мода и безвершинное распределение в среднезернистой части ЭПР из нижней части разреза Бычьё-62 попадают в морскую обстановку со спокойным гидродинамическим режимом. ЭПР для верхней части разреза характерны обстановкам речных пойм и морских песков области слабой волновой переработки.

Таким образом, видно, что микулинское время (начало позднего неоплейстоцена, первая ступень) – время оптимальных климатических условий; осадки формировались в морском глубоководном бассейне. В последующем в результате постепенного отступления моря в ленинградское время формировались морские осадки, свойственные прибрежным обстановкам.

Литература:

1. Котельников Б.Н.. Реконструкция генезиса песков: Гранулометрический состав и анализ эмпирических полигонов распределения. / Под ред. В. Н. Шванова. - Л.: Издательство Ленинградского университета. 1989.
2. Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л. Недра, 1977. 430 с.

Реконструкция источников сноса для эоценовых терригенных отложений Западной Камчатки на основе анализа морфологии обломочных цирконов

Рожкова Д.В., Соловьев А.В., Хисамутдинова А.И.
ГИН РАН, Москва, Россия, duvir19@rambler.ru

Изучены монофракции обломочных цирконов из песчаников снатольской свиты и свиты мыса Зубчатого Западно-Камчатского прогиба. Обломочные цирконы разделены по степени окатанности и оценены их процентные соотношения. Изучение морфологии обломочных цирконов [5,6] позволило сделать вывод о доминировании в источниках сноса изучаемой территории щелочных и субщелочных гранитов при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов.

The morphology of detrital zircon from Eocene sandstones (Snatol and Zubchatyi Cap units, West Kamchatka) was studied. The detrital zircon were divided by level of roundness and estimated percentages of the different groups. The study of the morphology of euhedral zircon allow us to conclude that alkaline and subalkaline granites were dominated in provenance area, but some high-alumina muscovite granites were present in source area too.

В восточной части Охотского моря и на западе Камчатского полуострова расположен Западно-Камчатский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями [1]. Его основание сложено юрско-меловыми вулканогенно-терригенными образованиями, характеризующимися покровно-складчатой структурой [3]. Палеогеновые отложения Западной Камчатки представляют собой интерес как с точки зрения реконструкции кайнозойской геодинамики Охотского моря, так и в связи с их потенциальной нефтегазоносностью. Пробы для анализа обломочных цирконов и реконструкции питающих провинций отобраны из отложений нижних частей разреза Западно-Камчатского прогиба, относимых к снатольской свите и свите мыса Зубчатого [2,4] (рис. 1, табл. 1). Для выделения монофракций циркона отбирались среднезернистые песчаники.

По составу эоценовые песчаники относятся к кварц–полевошпатовым грауваккам. Песчаники фациально изменчивы, чёткого тренда вызревания их состава нет. С севера на юг состав лититовой компоненты песчаников меняется. Доминировавшие на севере вулканиты среднего и основного состава в центральной и южной областях территории дополняются вулканитами кислого состава. В некоторых разрезах встречаются обломки гранитоидов.

Изучение тяжелой фракции минералов обломочных пород является одним из классических методов минералогического анализа, который позволяет решать различные литологические, палеогеографические и тектонические задачи. Циркон – один из основных акцессорных минералов магматических и метаморфических пород.

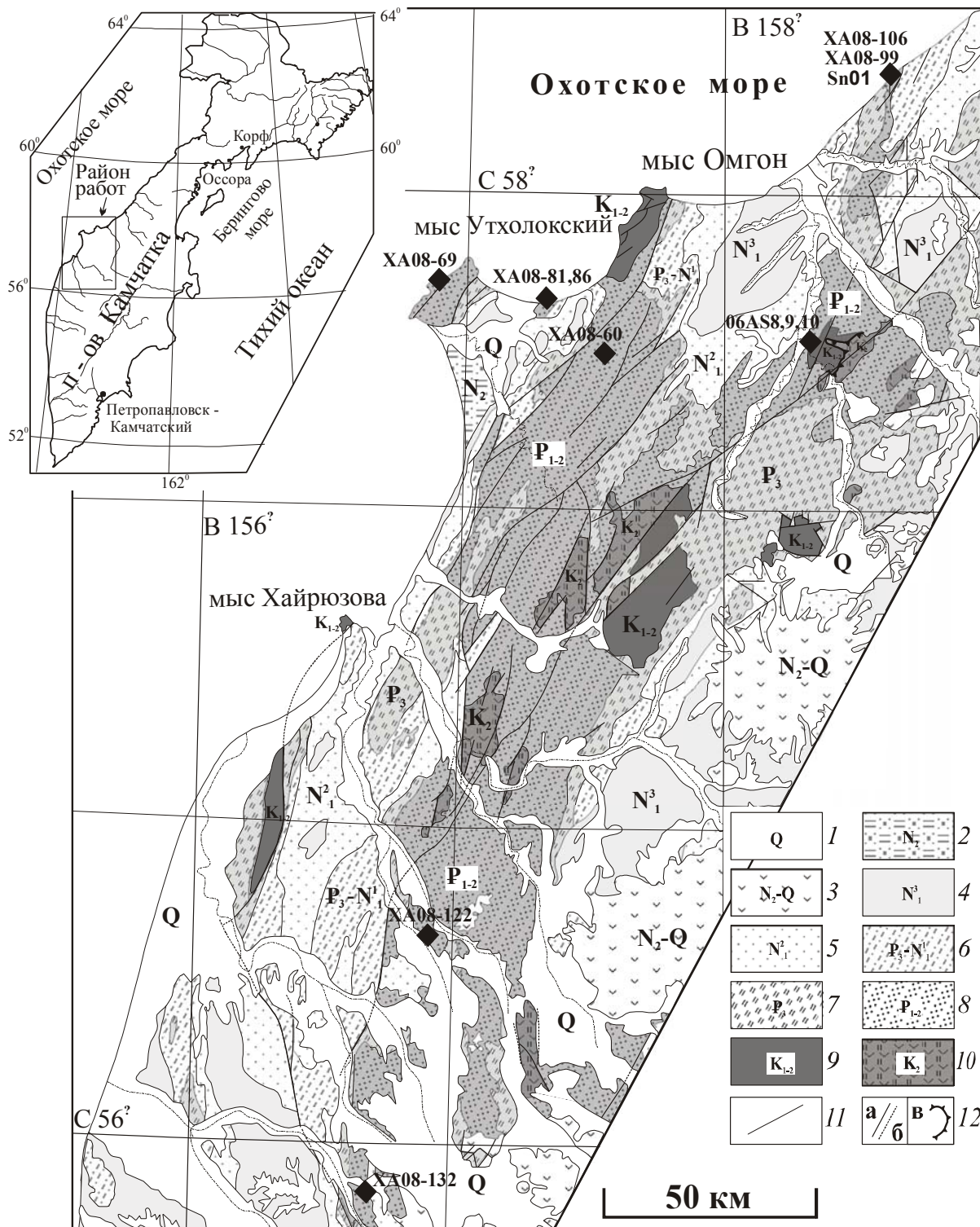


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Западной Камчатки, с изменениями по [2,4]. 1-8 – отложения Западно-Камчатского прогиба: 1 – четвертичные; 2 – N_2 (энемтенская свита); 3 – N_2-Q , вулканогенные; 4 – N_1^3 (здесь и далее - снизу вверх: этолонская и эрмановская свиты); 5 – N_1^2 (ильинская и какертская свиты); 6 – $P_3-N_1^1$ (вивентекская и кулувенская свиты); 7 – P_3 (аманинская, гакхинская и утхолокская свиты); 8 – P_{1-2} (хулгунская, напанская, снатольская свиты и ковачинская серия); 9-10 – фундамент прогиба: 9 – K_{1-2} – флишоидные отложения автохтона (тальническая, майначская, кунунская свиты); 10 – K_2 – кремнисто-вулканогенные отложения аллохтона (ирунейская свита); 11 – стратиграфические контакты; 12 – разрывные нарушения (а – выделенные, б – предполагаемые, в – надвиг). Ромбами показаны изученные пробы.

Широкая изменчивость кристалломорфологических особенностей циркона обуславливает его высокую петрологическую информативность. Одним из самых широко применяемых и признанных методов является метод, предложенный Pupin J.P. [6], который уя-

зывает морфологию зёрен циркона с термобарическими и кислотно-щелочными условиями образования гранитоидов. Принадлежность зёрен циркона к определенной морфологической группе является характерным признаком для разделения s- и i- типов гранитов [5].

Анализ типоморфизма цирконов разработан, прежде всего, для гранитоидов [4,5]. Учитывая, что основным поставщиком цирконов в осадочные породы являются гранитоиды, выдвинуто предположение о том, что дать непосредственную характеристику источника сноса можно при проведении анализа обломочных цирконов по методу Pupin J.P. (1980).

Проводился анализ проб из песчаников снатольской свиты и свиты мыса Зубчатого (табл.1). Из проб после дробления, промывки, разделения и доводки концентрата в бромформе были выделены монофракции циркона.

Исследовалась фракция размерностью -0,07 мм, наиболее представительная с точки зрения сохранения кристаллических форм цирконов. Для удобства подсчёта исходная классификация цирконов по [6] модифицирована (в группы объединялись морфологические типы со сходным строением без учета коэффициента удлинения), каждая из объединенных групп носит название по крайнему левому морфологическому типу в классификации Pupin [6].

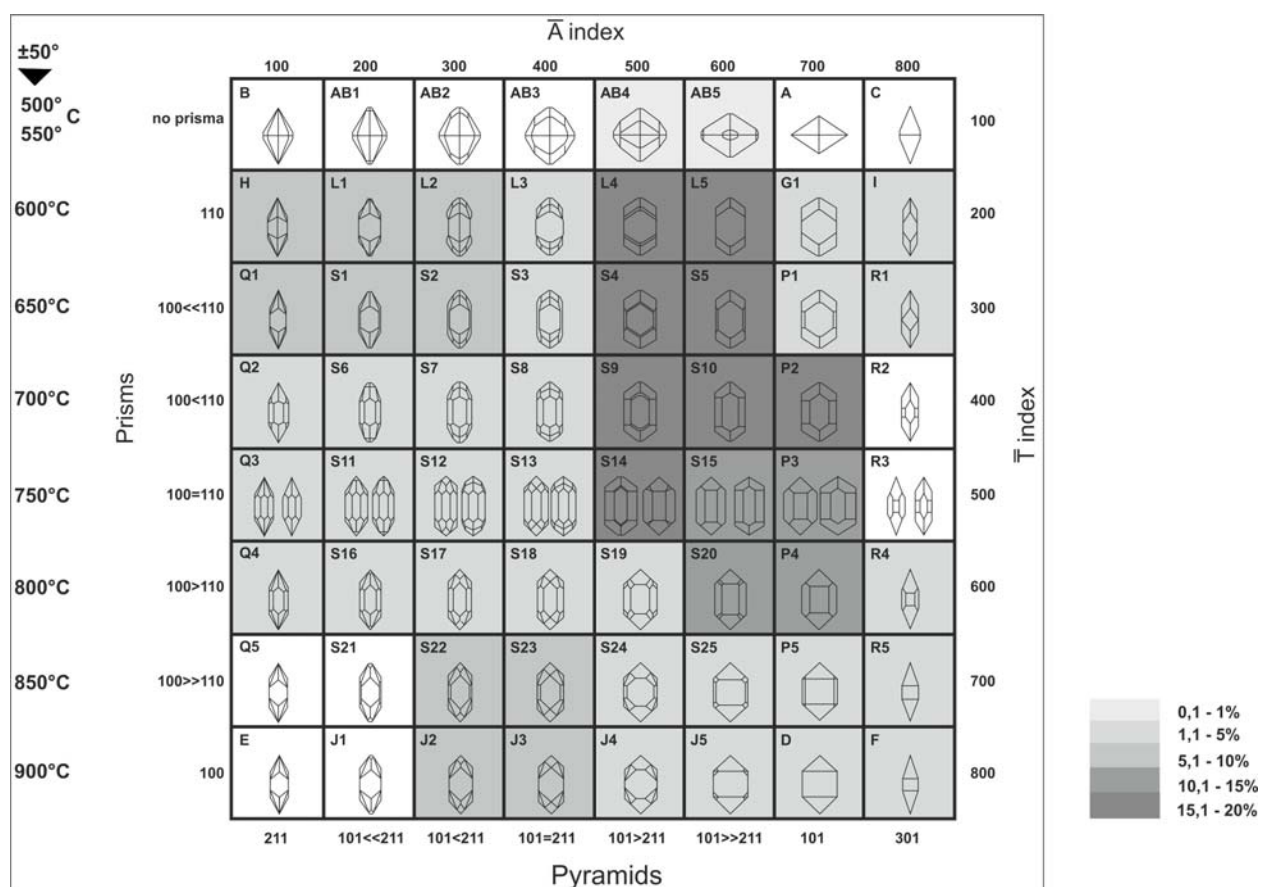


Рис.2 Содержания цирконов различных морфологических типов в пробе AS-06-10.

В пробах установлены две генерации циркона: окатанные, угловато-окатанные зерна и короткопризматические кристаллы со сглаженными вершинами и ребрами малинового и насыщенно-розового цвета и идиоморфные бесцветные и слабоокрашенные кристаллы, среди которых можно выделить различные морфологические типы. Содержание малиновых зерен крайне мало, поэтому подсчёты проводились только по бесцветным зернам.

Так как исследовались зерна из обломочных пород, необходимо отметить, что содержание зёрен, пригодных для проведения подсчёта (неокатанных) составило в среднем по пробам порядка 35%, полуокатанных зёрен порядка 45%, окатанных зёрен—20%.

Подсчёт производился по 100-250 зёрнам в зависимости от содержания циркона в пробе. В результате проведенных исследований было выделено пять морфологических типов цирконов, преобладающих в пробах: Н, L4, S9, S15, S25, содержание цирконов остальных морфологических типов крайне незначительно (рис.2).

Содержания цирконов основных морфологических типов в пробах приведено в таблице 1.

Таблица 1

Местоположение отбора проб песчаников Западной Камчатки, содержания цирконов различных морфологических типов в пробах (%)

Номер образца	Координаты точки отбора	Свита	Морфологический тип				
			Н	L4	S9	S15	S25
Точилинский разрез							
ХА-08-106	58°16'53" 158°42'30"	снатольская	7	27	14	17	13
ХА-08-99	58°16'42" 158°42'16"	снатольская	4,92	22,13	19,67	20,49	5,74
SN-01	58°16'40" 158°42'07"	снатольская	3,92	21,57	9,15	22,88	7,84
Мыс Зубчатый							
ХА-08-69	57°47'44" 156°51'57"	свита мыса Зубчатого	16,96	14,29	22,32	10,71	14,29
Увучинский разрез							
ХА-08-81	57°46'03" 157°19'20"	снатольская	5,56	23,61	36,11	16,67	6,94
ХА-08-86	57°46'06" 157°19'51"	снатольская	7,28	25,17	14,6	17,22	9,27
р. Россошина							
AS-06-10	57°41'27" 158°19'44"	снатольская	6,1	18,9	15,24	13,41	4,27
AS-06-09	57°41'26" 158°19'48"	снатольская	17,86	23,21	17,86	8,93	8,93
AS-06-08	57°41'25" 158°19'51"	снатольская	16	20	13	12	17
р. Рассошина (юг)							
ХА-08-132	55°54'10" 156°42'11"	снатольская	2,56	11,54	44,87	15,38	15,38
р. Белоголовая							
ХА-08-122	56°26'27" 156°51'28"	снатольская	10	21,67	21,67	18,33	16,67

Цирконы морфологического типа Н характеризуют высокоглиноземистые мусковит-содержащие граниты s-типа; цирконы морфологического типа L4 характерны для гибридных (контаминированных) монзонитов и щелочных гранитов; цирконы морфологического типа S9 типичны для контаминированных субщелочных и щелочных гранитов; цирконы морфологического типа S15 характеризуют субщелочную и щелочную серии гранитов i-типа; цирконы морфологического типа S25 характерны для щелочных гранитоидов и толеитовых гранитов i-типа [5].

На основании приведённых данных можно сделать следующий вывод: в источниках сноса изучаемой территории преобладают щелочные и субщелочные граниты при незначительной доле высокоглиноземистых мусковитовых гранитов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Президента РФ МД-1053.2010.5 и НШ-7091.2010.5, гранта молодых учёных ГИН РАН (Д.В.Рожкова).

Литература:

1. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра. 1964. 734 с.
2. *Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с.
3. *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое.* М.: Научный Мир. 2005. 224 с.
4. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-б 1 500 000. (Гл. ред. - Литвинов А.Ф., Патока М.Г., Марковский Б.А.). Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. Камчатприродресурс. 1999.
5. *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reily S.Y.* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids // *J. Petrol.* 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.
6. *Pupin J. P.* Zircon and granite petrology // *Contribution to Mineralogy and Petrology.* 1980. V. 73. P. 207-220.

История геологического развития и новейшая структура центральной части территории Воронежского кристаллического массива**Соколов С.А.**ФГУП «ИМГРЭ», Москва, Россия, *whiteworior@mail.ru, imgre@imgre.ru*

В работе рассмотрено геологическое строение и история развития территории центральной части Воронежского кристаллического массива, начиная с раннего архея и заканчивая новейшим этапом; охарактеризована его неоген-четвертичная структура.

In this work the geological structure and the history of geological evolution of the central part of the Voroneg crystal massif from the early Archean till the newest stage is considered; also the Neocene-Quaternary structure of the region is characterized.

Воронежский кристаллический массив является частью Восточно Европейской платформы, обособленной тектоническими нарушениями с севера, северо-востока и юго-запада авлакогенами (соответственно Московским, Пачелмским и Днепровско-Донецким), а на востоке-юго-востоке он сопряжен с Каспийской впадиной. В геологическом отношении исследуемая территория имеет сложное двухъярусное строение: сложнодислоцированный докембрийский фундамент, перекрытый фанерозойским пологозалегающим чехлом.

Фундамент территории имеет ярко выраженное блоковое строение. В нем, по данным И.И. Кривцова и Н.С. Афанасьева, выделяются два мегаблока: Курской Магнитной Аномалии (КМА) и Хоперский, и расположенная между ними Лосевская шовная зона. Мегаблоки делятся на блоки более высоких порядков (на рассматриваемой территории – Орловско-Курский, Ливенско-Ефремовский). Здесь также выделяются две крупные грабен-синклинальные структуры: субмеридиональная Михайловско-Белгородская и Орловско-Россошанская северо-западного простирания, заполненные породами верхнего архея и нижнего протерозоя, данные структуры разделяют крупные пологие гранитогнейсовые купола, сложенные породами нижнего архея [3, 5, 6].

Отложения нижнего архея в пределах мегаблока КМА распространены очень широко и сложены серыми гнейсами. Образования верхнего архея, выполняющие узкие протяженные зеленокаменные пояса, представлены метавулканитами различного состава, наиболее широко распространены метаморфизованные коматиитовые базальты и базальты, слагающие низы разреза, выше по разрезу значение основных метавулканитов снижается, увеличивается количество кислых пород. Надразломные впадины нижнего протерозоя заполнены достаточно пестрыми отложениями, разрез которых в частных структурах существенно отличается. В целом низы разреза сложены метапесчаниками и сланцами, сменяющимися выше мощной толщей железисто-кремнистых образований, к которым приурочены уникальные месторождения железной руды. Завершают разрез нижнего протерозоя метаосадочные толщи, переслаивающиеся с метаморфизованными вулканитами различного состава [3, 5].

Образования Лосевской шовной зоны представлены структурно-вещественным комплексом, представленным вулканитами основного и кислого состава, а также гранито-плагиогранитными и габброидными интрузивами позднеархейско– раннепротерозойского возраста [3, 5].

Вопрос геологической истории развития территории в раннем докембрии до сих пор остается не ясным и остро дискуссионным. Сторонники плейттектонической концепции склонны к мнению, что условия формирования в это время схожи, с некоторыми поправками, с современными условиями образования субдукционных гранитов. Другие исследователи высказывают мнение, что в данный период имела место не субдукция, а обдукция пластин первичной коры, соответственно утяжеление и погружение, что вызывало частичное плавление этой коры и формирование гранитоидов. В последних работах, на основании аналогии с Венерой, выдвигается теория формирования земной коры в условиях торошения первичного субстрата, где ведущим процессом являлось влияние горячих точек. Большинство исследователей сходится во мнении, что структуры позднеархейских зеленокаменных поясов были сформированы в условиях плейттектонических процессов, спрединга и субдукции, хотя их характер имел существенные отличия от современных аналогов. Для раннего протерозоя характерна протоплатформенная стадия развития, высокое стояние большей части территории массива и формирование отдельных крупных протяженных рифтогенных структур [3, 5].

В структуре осадочного чехла Воронежскому кристаллическому массиву фундамента соответствует Воронежская антеклиза. Осадочный чехол в целом залегает полого; при этом девонский комплекс отложений имеет небольшой юго-юго-западный уклон в сторону Днепровско-Донецкой впадины, а мезозойско-кайнозойский, напротив, - северный, образовавшийся в связи с развитием Московской синеклизы.

В структурном плане чехольного комплекса выделяют поднятую центральную часть и радиально погружающиеся периферийные. Центральную часть занимают своды - Шигровский на западе и Павловский на востоке. Шигровский свод граничит на севере с Ефремовской моноклиналью, на востоке с Павловским сводом, на юге с Белгородской моноклиналью и на западе с Рославльским прогибом. Павловский свод сопряжен с моноклиналиями: на северо-западе Ефремовской, северо-востоке Тамбовской, востоке Хоперской и юге Первомайско-Мирской и Белгородской. На севере расположены Калужская и Тульская моноклинали, на юге Рославльский прогиб и Ефремовская моноклиналь. В общих чертах Шигровский и Павловский своды и Белгородская моноклиналь наследуют Орловско-Курский макроблок фундамента [5, 6].

Разрез *осадочного чехла* начинается с отложений среднего девона и в целом может быть разделен на два крупных этажа: девонский и мезозойско-кайнозойский. Девонские

отложения распространены повсеместно и представлены терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. Мезозойско-кайнозойский комплекс представлен породами средней и верхней юры, мела, палеогена и неогена. Отложения юры представлены песками и глинами и распространены достаточно широко на западе территории; нижнемеловые терригенные и терригенно-карбонатные отложения распространены повсеместно, тогда как карбонатные породы верхнего мела известны на юге антеклизы. Палеоген-неогеновые отложения, также широко распространенные на юге территории, представлены терригенными морскими и континентальными образованиями [5, 6].

В рифее в рифтогенных условиях происходит заложение Пачелмского и Днепровско-Донецкого авлакогенов, обособивших территорию Воронежского кристаллического массива. Регион испытывает первую морскую трансгрессию, считается что вендские отложения перекрывали всю территорию Воронежской антеклизы, но были в последствии размывы в эпохи высокого стояния структуры. Становление в палеозое Воронежской антеклизы как крупной чехольной структуры связано с формированием и развитием авлакогенов Московской синеклизы и Прикаспийской впадины. Вплоть до девона Воронежская антеклизы испытывала поднятия и являлась сушей, в это время происходил интенсивный размыв вендских отложений и пород фундамента и формирование мощной коры выветривания. В девоне территория испытала трансгрессию мелкого теплого моря. В это время происходила мощная тектоно-магматическая активизация, отмеченная на юге регионе широким распространением вулканитов и интрузивов основного состава. Трансгрессию сменила продолжающаяся до юры регрессия. В средней юре происходит трансгрессия с юга; в меловой период территория представляла собой моноклираль наклоненную к северу. Кайнозой отмечается регрессией моря, морские отложения характерны для палеогена юга территории. Последние морские отложения принадлежат полтавской свите олигоцен-миоцена. С этого времени начинается формирование новейшей структуры региона. Становление ее в рельефе происходило стадийно, что нашло отражение как в особенностях его строения, так и коррелятивных отложений в сопряженных впадинах .

В целом, заложившаяся в палеозое Воронежская антеклиза на новейшем этапе развивалась унаследовано; в ее неоген-четвертичном структурном плане обособляются Тульско-Белгородское и Белогорско-Калачское поднятия. На месте Лосевской шовной зоны фундамента заложился Окско-Донской прогиб.

Тульско-Белгородское пологосводовое поднятие вытянуто в север-северо-восточном направлении более чем на 500 км. Наибольшие амплитуды конэрозионных поднятий составляют >250 м. В его пределах обособляются структуры более высокого порядка: Белгородско-Курское, Орловско-Тульское и Михайловское поднятия и разделяющие их зоны прогибов. Орловско-Тульское меридиональное поднятие полого наклонено к востоку, в

сторону Окско-Донского прогиба и достаточно резко в сторону Московской синеклизы. Его граница с Белгородско-Курским поднятием проявлена сравнительно широкой (~ 50 км) зоной относительных понижений в рельефе, к которой приурочена долина р. Сосна — правого притока р. Дон. К сводовой части Белгородско-Курского поднятия, оконтуренной изобазитой 200 м, приурочены брахи- и купольные структуры, расположенные в виде линейной зоны северо-западного простирания. Поднятие наклонено в сторону Днепровско-Донецкого прогиба, а на юго-востоке граничит с Белогорско-Калачским поднятием по протяженной узкой зоне прогиба северо-восточного простирания. Михайловское поднятие, границы которого маркируются зонами относительных линейных понижений в рельефе, достаточно круто наклонено в сторону Днепровско-Донецкой и Днепровско-Деснинской впадин.

Белогорско-Калачское поднятие вытянуто на 450 км в широтном направлении и включает Калачское поднятие, имеющее слабо вытянутую в широтном направлении форму. Белогорско-Калачское поднятие, амплитуды которого составляют 150-200 м и более, разделено дугообразными в плане узкими зонами прогибов на три части, ступенчато погружающиеся в юго-восточном направлении, в сторону Прикаспийской низменности и наклонные на юг, в сторону Днепровско-Донецкой впадины.

Окско-Донской прогиб имеет выдержанное меридиональное простирание, его протяженность >500 км, ширина до 150 км. Кристаллические породы, слагающие Воронежскую антеклизу, восточнее р. Дон быстро погружаются на глубину (до 1400 м); их перекрывает мощная толща девона, обнажающаяся местами по берегам Дона. Рельеф, созданный здесь в континентальный период, длившийся с конца карбона до начала юрского времени, был в значительной степени сnivelирован осадками мезозойского времени. В Окско-Донском прогибе и за его пределами на размытой поверхности палеозойских и мезозойских отложений залегает так называемая ергенинская песчано-глинистая толща мощностью от 60 до 100 м, которая, как установлено М. Н. Грищенко и другими исследователями, выполняет широчайшие долины третичного времени (мэотис-понт), которые только частично наследуются современными долинами. В его современном тектоническом строении хорошо проявлена продольная зональность, обусловленная меридионально простирающимися линейными поднятиями и разделяющими их прогибами, морфологические особенности которых свидетельствуют о раздвиговой кинематике. В целом Окско-Донской прогиб трактуется как современная активная зона растяжения земной коры [1, 4].

При сопоставлении новейших структур и палеоструктур выявляется унаследованное развитие новейшего структурного плана от древнего. Так, мегаблоку КМА фундамента в общих чертах соответствует Тульско-Белгородское сводообразное поднятие; Тульско-Орловское новейшее сводовое поднятие наследует Ливенско-Ефремовский, а Белгород-

ско-Курское и Михайловское – Орловско-Курский макроблоки. Максимальные значения суммарных новейших поднятий приходятся на свод Воронежской антеклизы, но новейшая структура отличается более пологими сводовыми деформациями в сравнении со структурами чехольного комплекса.

Литература:

1. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.:Наука, 2004. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 552). 340 с.
2. *Костенко Н.П.* Геоморфология - М.:Изд-во МГУ. 1999. 383 с.
3. *Крестин Е.М., Казанцев В.А.,* Стратиграфическое положение железорудных образований КМА. Киев, Наукова думка,1984. 65с.
4. *Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др.* Окско-Донской прогиб – неотектоническая активная зона Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов, геология и разведка. 2002. №2. С.3-13
5. *Ненахов В.М., Стрик Ю.Н. и др.* Минерагенические исследования территорий с двухярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2007, 284 с.
6. *Трегуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Дис. Доктора г.-м. наук. ВГУ. 2005. 329 с.

**Анализ анизотропии магнитной восприимчивости тектонитов зоны
Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала****Сычев С.Н.¹, Войтенко В.Н.¹, Куликова К.В.²**¹СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, sychev1986@yandex.ru, voitenkoslava@list.ru²ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, kulikova@geo.komisc.ru

На основе анализа анизотропии магнитной восприимчивости рассмотрены деформации зоны Главного Уральского разлома (ГУР) южной части Полярного Урала. Интерпретация ориентировки главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости показывает, что структурный парагенез тектонитов в районе массива Хордьюс и блока Дзеляю отражает сложное складчато-надвиговое строение зоны ГУР, и подтверждает его формирование на коллизионном этапе. Структурный парагенез тектонитов района реки Мокрая Сыня связывается нами со сдвиговыми перемещениями на более поздней стадии коллизионного этапа.

On the basis of the analysis of anisotropy of a magnetic susceptibility deformations the Main Ural fault (MUF) zone of southern part of Polar Urals are considered. Interpretation of orientation of the main axes of anisotropy ellipsoid of the magnetic susceptibility shows that structural parageneses of tectonites near Hordjus massif and Dzeljaju block reproduces a complicated fold-thrust construction of MUF zone and confirms its formation at the collision period. Structural parageneses of tectonites of Mokraya Synja river area we connect with strike- shift fault movings at later stage of the collision period.

Исследование магнитных свойств горных пород выявило, что их общей особенностью является магнитная анизотропия. Среди различных причин образования магнитной анизотропии важная роль отведена одноосным давлениям. Связь между магнитной анизотропией и текстурными особенностями горных пород позволяет использовать анизотропию магнитной восприимчивости (АМВ) для изучения и количественной оценки деформации пород [1,2].

Магнитная восприимчивость горной породы (отношение намагниченности породы к приложенному полю или $K = I / H$) определяется вкладом всех минеральных составляющих, вне зависимости от их магнитных свойств. Одним из свойств большинства породообразующих минералов является анизотропия магнитной восприимчивости ($K_{ij} = I_i / H_j$, где I – индуцированная намагниченность, H – внешнее магнитное поле). АМВ зависит от преобладающей кристаллографической ориентировки, формы зёрен, состава и, в меньшей степени, от количества и размера микротрещин [10]. На основе минералогических данных и величин АМВ для породы в целом и применения теоретических механизмов деформации разработаны методы оценки конечной деформации на основе магнитных характеристик [9].

Величины трёх главных осей эллипсоида АМВ обозначаются K_1 - максимальная, K_2 - промежуточная, K_3 – минимальная магнитные восприимчивости. Для характеристики АМВ используют параметры, связанные с формой эллипсоида АМВ:

Магнитная анизотропия – $P = K1/K3$; среднее значение магнитной восприимчивости Km ($СИ E*10^{-6}$) и параметр формы $T = [2(k2 - k3)/k1 - k3] - 1$, изменяющийся от -1 (удлинённый эллипс) до +1 (сплюснутый эллипс) [11].

Основной задачей настоящего исследования является изучение АМВ образцов тектонитов Главного Уральского разлома южной части Полярного Урала.

Сутурная зона (Главный Уральский разлом) в составе Уральского орогена протягивается вдоль западного края этого коллизионного пояса, отделяя внешнюю покровно-надвиговую зону палеоконтинентальных формаций Восточно-Европейской плиты от палеоокеанических комплексов Урала [3]. В южной части Полярного Урала Главный Уральский Разлом (ГУР) отделяет Лемвинский аллохтон от Войкарского (рис. 1).

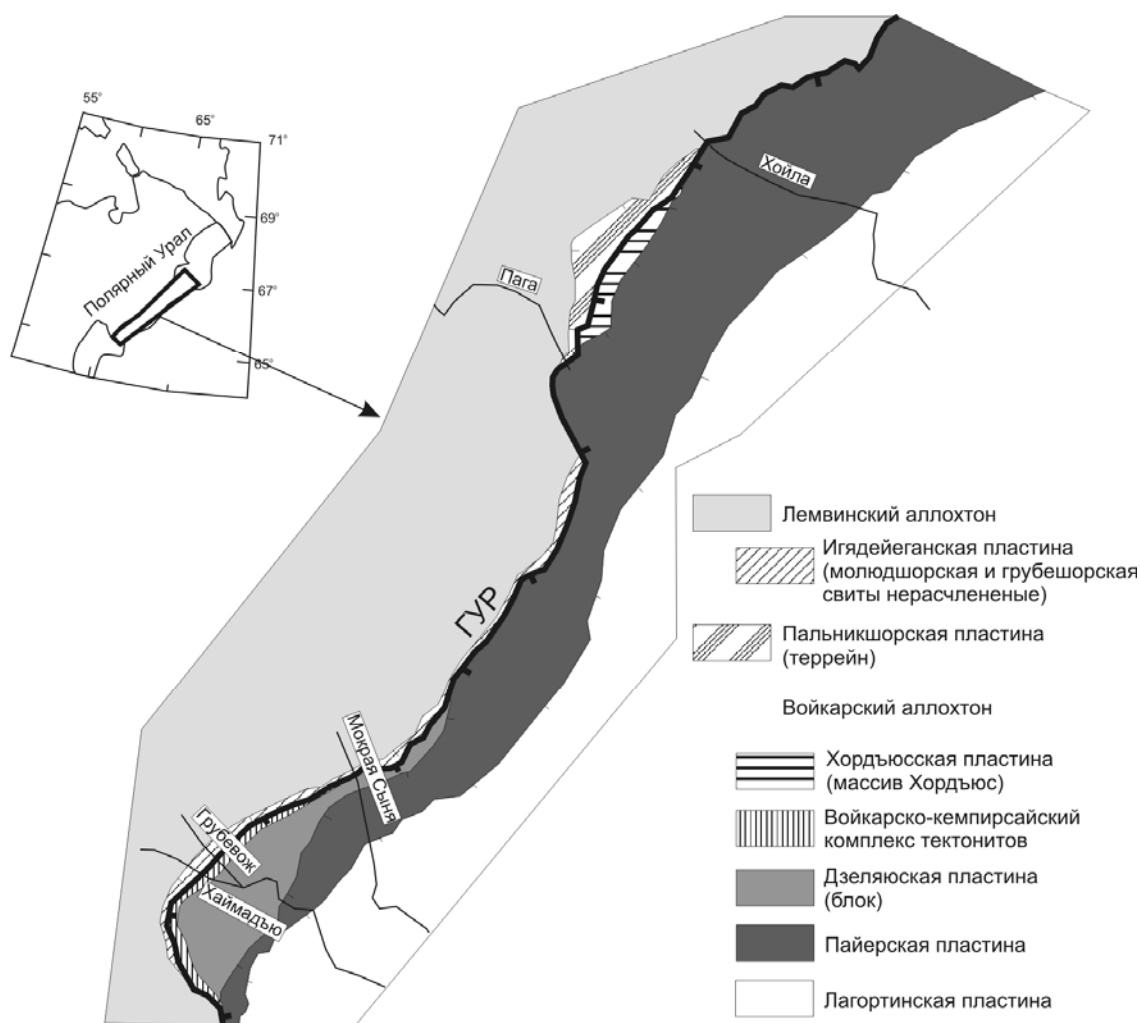


Рис. 1. Тектоническая схема южной части Полярного Урала.

Зона ГУР от бассейна р. Хойла на севере до бассейна р. Пага на юге расположена между неравномерно метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами пальникшорской толщи и метаморфизованными в различной степени базит-гипербазитовыми породами плутонического комплекса, образующими массив Хордьюс. В строении зоны принимают участие как блоки пальникшорской толщи, так и крупные (100×300 м) блоки

пород хордьюского массива. В подошве ГУР прослеживается полоса тектонитов, в пределах которой породы интенсивно катаклазированы и милонитизированы, развиты линзы скольжения и мелкая (первые см) складчатость [6].

В районе р. Мокрая Сыня зону ГУР маркируют породы нерасчлененных моллюдшорской и грубешорской свит, которые представлены тектонитами по вулканитам среднего-основного состава. Породы сланцеватые имеют полосчатую текстуру, обусловленную полосами развития серицит-хлоритового мелкочешуйчатого (плоскости сланцеватости) и плагиоклаз - кварцевого зернистого агрегатов. Крупные кристаллы плагиоклаза определяют бластопорфировую структуру. Предполагается, что кварц-серицит-хлоритовый агрегат образовался в результате метаморфических преобразований вулканического стекла первично эффузивных и туфогенно-осадочных пород нерасчлененных моллюдшорской и грубешорской свит [5].

К зоне ГУР в бассейнах рек Хаймадю и Грубевож (восточное обрамление Дзеляюского блока) приурочен войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов [8]. В строении тектонитов наблюдается четкая зональность. Западная полоса имеет ширину 400-800 м и сложена преимущественно зелеными апобазальтовыми бластомилонитами, восточная (шириной 1000-2500 м) сложена в западной части апобазальтовыми глаукофанитами, в восточной – апогабброамфиболитовыми глаукофанитами.

Для выявления магнитных и деформационных характеристик были отобраны 13 ориентированных образцов из пород пальникшорской толщи (обр. № 8703/2, 8704в, 8704/4а) и зоны ГУР (обр. №8705а, 8706а) в районе массива Хордьюс, моллюдшорской и грубешорской свит (обр. №С-1 – С-9) в районе р. Мокрая Сыня, моллюдшорской и грубешорской свит (обр. №8734/4, 8735) в районе Дзеляюского блока.

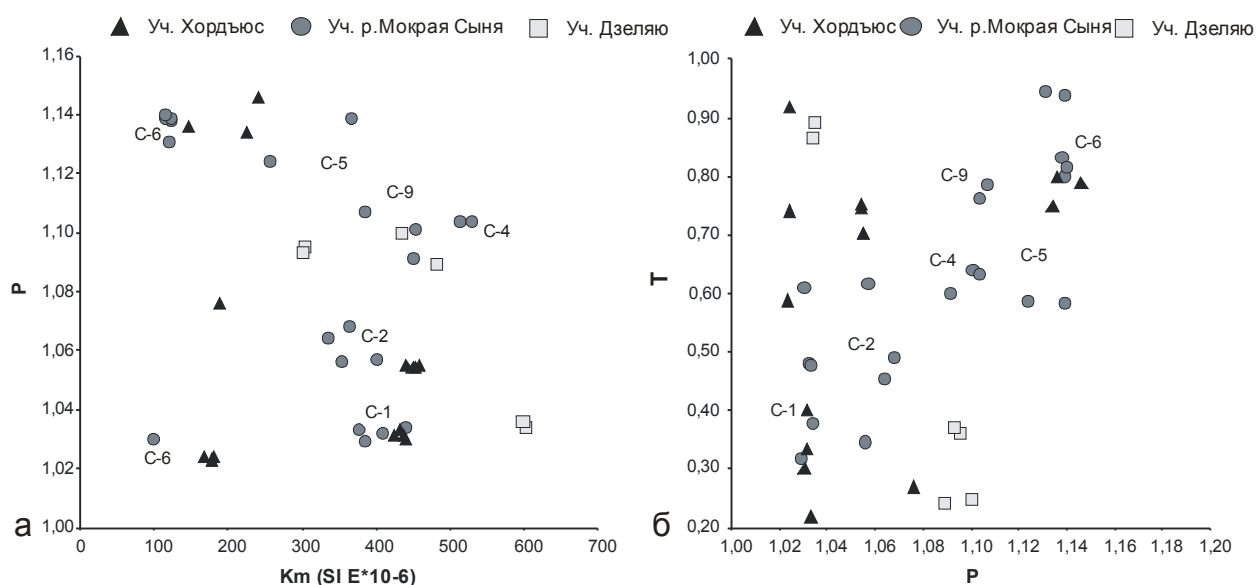


Рис. 2. Диаграммы распределения.
 а) магнитной анизотропии от среднего значения магнитной восприимчивости;
 б) формы эллипсоида АМВ от магнитной анизотропии.

Для определения АМВ из ориентированных образцов были выпилены ориентированные кубы (2×2×2 см) от одного до четырех штук в зависимости от размера образца. Оценка АМВ проводилась на измерителе магнитной восприимчивости KLY-3 с помощью программы Anisoft 4.2 и других в лаборатории палеомагнетизма МГУ.

Были получены следующие результаты. Все анализируемые породы не имеют чёткого разбиения на группы по величине средней магнитной восприимчивости. Форма эллипсоида АМВ сплюснутая (рис. 2).

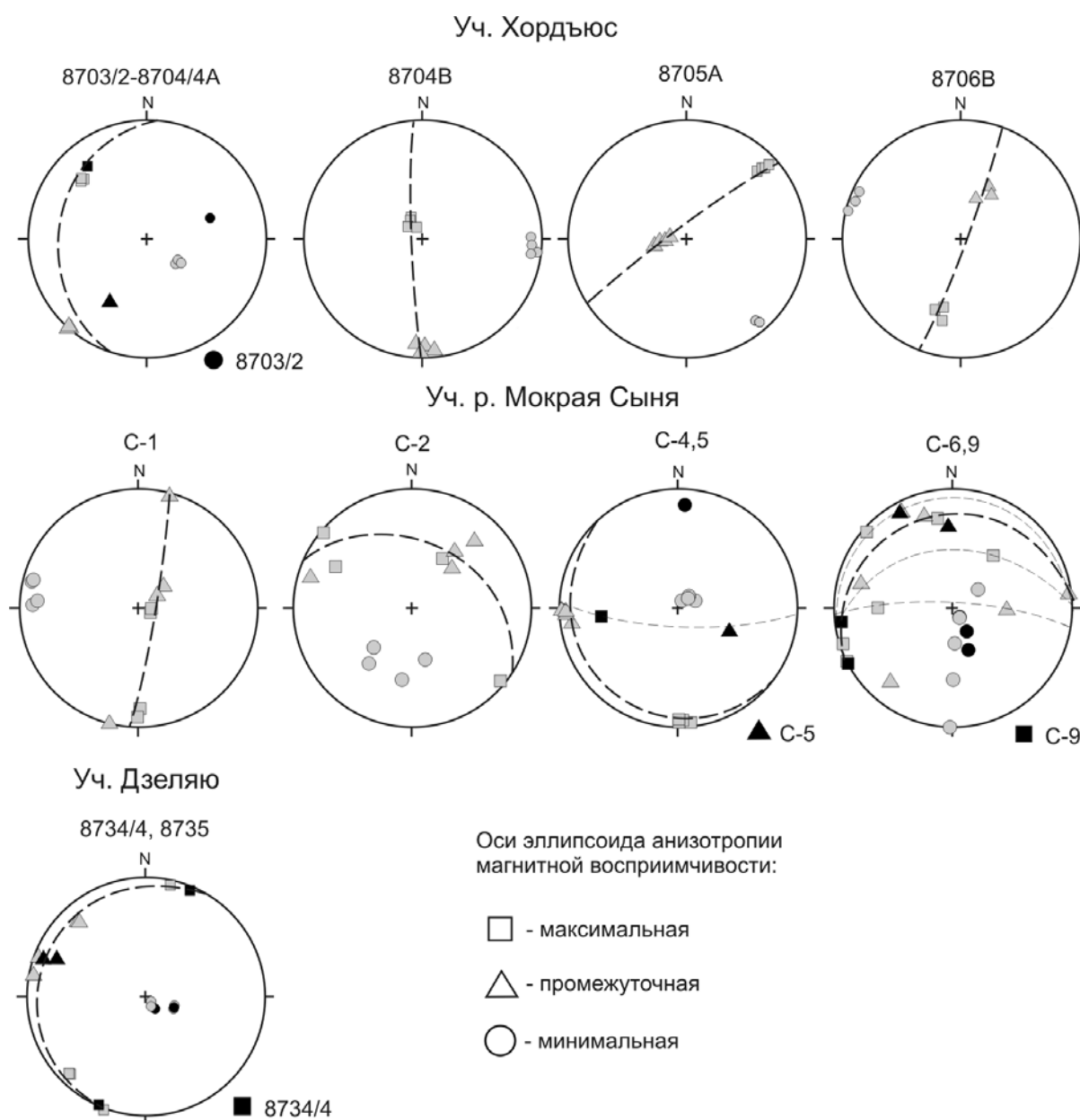


Рис. 3. Ориентировка главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости (нижняя полусфера, план). Места отбора образцов описаны в тексте.

В ходе интерпретации ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ (Уч. Хордьюс) установлено, что в породах пальникшорской толщи по мере приближения к зоне ГУР максимальная ось магнитной восприимчивости становится субвертикальной (Аз. пад. 320° уг. пад. 25° → Аз. пад. 325° уг. пад. 80°), а в зоне ГУР ведет себя хаотично (рис. 3). Такая

ориентировка объясняется сложным складчато-надвиговым строением пальникшорской пластины и зоны ГУР, и скорее всего, образована на коллизионном этапе [7]. В результате анализа ориентировок осей эллипсоидов АМВ (Уч. р. Мокрая Сыня) в породах молюдшорской и грубешорской свит выявлено, что вверх по разрезу максимальная и промежуточная оси магнитной восприимчивости становятся субгоризонтальными (Аз. пад. 90° уг. пад. $85^\circ \rightarrow$ Аз. пад. 180° уг. пад. 5°), а в непосредственной близости к кровле свит смяты в мелкие складки (первые мм) с субгоризонтальными шарнирами перпендикулярными ГУР (рис. 3). По нашим представлениям образование такого структурного рисунка связано со сдвиговыми перемещениями на коллизионном этапе, но на более поздней стадии. В ходе анализа ориентировок осей эллипсоидов (Уч. Дзеляю) в породах молюдшорской и грубешорской свит показано, что максимальная и промежуточная оси магнитной восприимчивости в кровле свит субгоризонтальны (Уг. пад. 5°) и распределены по дуге большого круга, а минимальная ось субвертикальная (Аз. пад. 100° уг. пад. 85°) (рис. 3). Эта ориентировка свидетельствует о пологом погружении кристаллографических осей минералов, и толщи в целом, вблизи контакта с войкарско-кемпирсайским комплексом тектонитов, и скорее всего, образована на коллизионном этапе [4].

По результатам анализа ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ показано, что в районе массива Хордьюс и блока Дзеляю образование структурного рисунка связано со сложным складчато-надвиговым строением зоны ГУР и ее обрамления, и скорее всего, рисунок был сформирован на коллизионном этапе, а в районе реки Мокрая Сыня образование структурного рисунка связано со сдвиговыми перемещениями на коллизионном этапе, но на более поздней стадии.

Авторы благодарны за помощь в определении АМВ Р.В. Веселовскому и Н.В. Лубниной (МГУ).

Литература:

1. *Войтенко В.Н.* Корреляция параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости: сравнение результатов исследования метатурбидитов северо-западного Приладожья // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы Всероссийской конференции к 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 22-25.
2. Использование магнетизма горных пород при геологической съёмке. Под ред. Шолпо Л.Е. – Л.: Недра, 1986. 224 с.
3. *Савельев А.А., Самыгин С.Г.* Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9-30.
4. *Сычев С.Н.* Зона западного контакта Дзеляюского террейна (пластины) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 155-158.
5. *Сычев С.Н.* Определение кинематических характеристик Главного Уральского надвига по данным микроструктурного анализа тектонитов (Полярный Урал, Лемвинская зона) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 17-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 253-257.

6. *Сычев С.Н.* Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения пальникшорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160-163.

7. *Сычев С.Н., Куликова К.В.* Структурно-тектоническая позиция массива Хордьюс (Полярный Урал) // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010б. С. 330-334.

8. *Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов Н.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаб 1:1000 000 (третье поколение), Уральская серия, Лист Q-41 (Воркута), объяснительная записка. Санкт-Петербург. 2009.

9. *Jezek J., Hrouda F.* SUSIE: A program for inverse strain estimation from magnetic susceptibility // *Computers & Geosciences*, 2007.- V. 33, Is.6.- PP. 749-759.

10. *Pareš J.M., Van Der Pluijm B.A.* Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens // *Geologica Acta*, 2004.- V. 2, Issue 3.- P.213-220.

11. *Tarling D. H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks // - New York: Chapman and Hall, 1993. - 217 p.

Shunga Event: lithological and geochemical record in the FAR-DEEP cores from the Onega Basin, NW Russia**Alenka Eva Črne¹, Victor A. Melezhik², Anthony R. Prave³, Aivo Lepland⁴, Alexander T. Brasier⁵, and Anthony E. Fallick⁵**¹Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway/Ivan Rakovec institute of Palaeontology ZRC SAZU, Ljubljana, Slovenia²Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway/Centre for Geobiology, University of Bergen, Norway³Department of Earth Sciences, University of St. Andrews, St. Andrews, Scotland⁴Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway⁵Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Glasgow, Scotland, UK

The ~2.0 Ga Shunga Event, characterized by an extraordinary accumulation of organic material and associated supergiant petroleum deposit, was among several global Paleoproterozoic events associated with the rise of atmospheric oxygen that were targeted by ICDP Fennoscandia Arctic Russia – Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP). The Shunga Event appears to be linked to major disturbances in the carbon cycle during the Paleoproterozoic following the Lomagundi-Jatuli positive isotopic excursion of carbonate carbon at c. 2.3 Ga. The Shunga event is recorded in <900-m-thick volcano-sedimentary succession of the Zaonega Formation (ZF) in the Onega Paleobasin, 670 m of which have been intersected by four FAR-DEEP drillholes. The obtained core-section offers a unique opportunity to address Paleoproterozoic environmental conditions leading to accumulation of sediments anomalously rich in organic matter. The environmental constraints and the specifics of the carbon cycle can be assessed by studying depositional settings of the ZF together with detailed investigation of primary and diagenetic carbonate phases and their stable isotope composition.

The aim of this study is determination of primary geochemical signatures and discrimination of secondary overprints. This is essential for determining relationships between the two apparently interlinked global Paleoproterozoic events, namely the Lamagundi-Jatuli isotope excursion recording the largest positive carbon isotope excursion in the Earth history, and the following Shunga Event, focused upon here, recording a great accumulation of organic carbon.

The studied rock record of the lower part of the ZF is dominated by fine-grained greywackes exhibiting normal-grading, parallel and low-angle cross lamination with rare slumping structures; conglomerates are rare. This records a siliciclastic-dominated depositional system with a low input of carbonate material; carbonates are mostly present as diagenetic cement within greywackes and mudstones. The middle part of the section is dominated by dolostones interbedded with siliciclastic rocks. Deposition of laminated dolostones represents either the re-establishment of carbonate production in the shallower water environment, and/or

relative sea-level fall; another option is that these carbonates are clastic in origin and have been transported from a nearby eroded carbonate platform. The upper part of the ZF comprises greywackes, limy greywackes, mudstones and cherts. The overall proportion of mud increases upsection, thus recording a transgressive trend caused by tectonic subsidence and/or eustatic sea-level rise. A predominance of fine grained material with very few conglomerates and slumped greywacke beds within the studied section suggests deposition of the ZF in a relatively distal part of a basin.

Several different types of carbonates are present in the studied section including 1) dolostones, either laminated or massive, 2) laminated or massive limestones and limy greywackes, 3) carbonate-cemented greywackes and mudstones, 4) carbonate concretions, 5) veins, veinlets and calcite zones cross-cutting the host lithology, 6) calcitic impregnations within magmatic bodies. Preliminary results show that the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values of all carbonates, except for laminated dolostones (+3.9 ‰), range between -23 and -7 ‰ (VPDB), thus showing a significant depletion in ^{13}C . Massive dolostones and limestones have average $\delta^{13}\text{C}_{\text{dol}}$ of -8 ‰ and average $\delta^{13}\text{C}_{\text{cal}}$ of -14 ‰, suggesting a link between carbonate mineralogy and C-isotopic composition. We tentatively suggest that $\delta^{13}\text{C}$ of laminated dolostone (up to +3.9 ‰), may represent the ambient sea-water isotopic signal, whereas massive dolostones, massive and laminated limestones, and carbonate-cemented greywackes ($\delta^{13}\text{C} = -23$ to -7 ‰) represent either diagenetically-formed carbonates that incorporated various proportions of CO_2 derived from re-mineralized organic matter or variably altered primary carbonate phases. Thus, preliminary results indicate that at least part of the ZF carbonates might have formed from ^{13}C enriched seawater, and represent an "end-tale" of the Lomagundi-Jatuli isotopic excursion.

Генезис и возраст Восточно-Баренцевского мегапрогиба**Черных А.А.**ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»,
Санкт-Петербург, Россия, andy@vniio.nw.ru

В результате детальной обработки и интерпретации данных потенциальных полей, выполненной с применением новейших компьютерных технологий, получено подтверждение присутствия в основании Восточно-Баренцевского мегапрогиба коры океанического типа. В аномальном магнитном поле над мегапрогибом выделены и прослежены спрединговые линейные магнитные аномалии, установлена система субпараллельных разломов, сегментирующих океанический фундамент. В результате палеогеодинамического моделирования восстановлена кинематика раскрытия «неудавшегося» палеоокеана, оказавшегося в основании современного ВБМ. Предположена его генетическая связь с палеоокеаном Япетус, существовавшим между Лаврентией и Восточно-Европейской платформой в период с 580 по 420 млн. лет назад. С учетом полученной в ходе исследования информации, а также имеющихся геологических данных высказано предположение о раннепалеозойском, возможном кембрийском, возрасте палеоокеана.

The evidence for presence of oceanic crust in the basement of East-Barents mega-basin was found as a result of detailed processing and interpretation of potential fields data. The spreading linear magnetic anomalies and the system of sub-parallel transform faults segmenting the oceanic basement were recovered from magnetic anomaly field. Kinematics of paleocean which occurred in the basement of the mega-basin was established during paleogeodynamic reconstruction. It's genetic connection with Japetus paleocean being existed between Laurentia and East-European platform during 580-420 Ma was supposed. Early Paleozoic, probably Cambrian, age was predicted for paleocean discussed by obtained during research and other existing geological data.

Море Баренцевых является наиболее изученным из Арктических морей российской Арктики. В течение последнего полувека здесь был выполнен большой объем геолого-геофизических наблюдений и обнаружены крупные месторождения углеводородов. Тем не менее, ряд важных геологических вопросов остается нерешенным. К таким вопросам следует отнести возраст и происхождение Восточно-Баренцевского мегапрогиба (ВБМ) – крупного осадочного бассейна, к которому приурочены основные перспективы по добыче углеводородов в регионе.

ВБМ располагается между Свальбардской плитой на западе и Пай-Хой-Новоземельским складчатым поясом на востоке. На юге, по существующим представлениям, он ограничен структурами Тимано-Печорской плиты, а на севере, по-видимому, обрывается на континентальном склоне Евразийской окраины в районе архипелага Земля Франца-Иосифа. В строении мегапрогиба выделяются Северо- и Южно-Баренцевская впадины, разделенные Лудловской седловиной. Возраст верхней части осадочного чехла (мезозой-кайнозойской) заверен глубокими скважинами, пройденными непосредственно на площади прогиба. Нижняя, палеозойская часть разреза чехла, предполагается по данным скважин, выполненных на структурах его юго-восточного замыкания (Печорское море) [3].

В настоящее время существуют две наиболее обоснованные, но, в тоже время, принципиально разные точки зрения по поводу генезиса ВБМ. Первая, наиболее распространенная точка зрения, предполагает его рифтогенное происхождение. Эта точка зрения поддерживается большинством исследователей, однако возраст заложения мегапрогиба, разными авторами трактуется по-разному – от пермо-триасового [2] до раннепротерозойского [4].

Альтернативная точка зрения, предполагающая спрединговую природу основания ВБМ, была впервые представлена на геологической карте Северной Евразии [5]. Позднее, в 1996 г., в аномальном магнитном поле над мегапрогибом были обнаружены свидетельства наличия океанской коры в его основании – полосовые магнитные аномалии [1]. Тогда было высказано предположение о девонском возрасте палеоокеана. Недавно, с учетом новейших геологических данных был предположен рифейский возраст океанического основания ВБМ [6].

Новые данные по обсуждаемым вопросам были получены в ходе детальной обработки и интерпретации данных потенциальных полей, выполненной с применением новейших компьютерных технологий. В качестве базовой информации использовались оцифрованные маршрутные данные аэромагнитных съемок и цифровые модели аномального магнитного и гравитационного полей Баренцево-Карского региона. Кроме этого, для выявления деталей геологического строения ВБМ, был рассчитан ряд трансформант исходных цифровых моделей. В результате проделанной работы получено подтверждение присутствию в основании ВБМ коры океанического типа. В аномальном магнитном поле были выделены и прослежены на всей площади ВБМ линейные магнитные аномалии, установлена система субпараллельных разломов, сегментирующих океанический фундамент. В результате палеогеодинамического моделирования была восстановлена кинематика раскрытия палеоокеана, оказавшегося в основании современного ВБМ. Данный палеоокеан может быть отнесен к типу «неудавшихся океанов». Предположена его генетическая связь с палеоокеаном Япетус, существовавшим между Лаврентией и Восточно-Европейской платформой в период с 580 по 420 млн. лет назад. С учетом полученной в ходе исследования информации, а также имеющихся геологических данных высказано предположение о раннепалеозойском, возможном кембрийском, возрасте палеоокеана.

Литература:

1. *Аглонов В.С., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К.* Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С.58-76.
2. *Верба М.Л.* Баренцево-Карский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // Геологическое строение Западно-Арктического шельфа. Л.: Севергеология. 1985. С.11-28.

3. Зуйкова О.Н., Миролюбова Е.С. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности нижнепалеозойских отложений о-ва Колгуев // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 2006. Вып.6. С.64-75.
4. Коган Л.И., Маловицкий Я.П., Мурзин Р.Р. Глубинное строение Восточно-Баренцевской мегавпадины по данным широкоугольного сейсмического профилирования // Геотектоника. 2004. № 3. С.79-94.
5. Тектоника Северной Евразии / Под ред. Пейве А. В.. М.: Наука, 1980. 222 с.
6. Устрицкий В.И. Возраст и генезис Восточно-Баренцевского мегапрогиба // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Том.2. 2009. С. 253-256.

**Последний ледниковый максимум на территории Южного Прибеломорья
(на примере разреза Толоконка в среднем течении реки Северная Двина)****Шеботинов В.В., Субетто Д.А.**РГПУ им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, *scif@berendei.info*

Представлены новые данные по верхнему неоплейстоцену, полученные в ходе экспедиции на р. Северная Двина в 2008 г., в виде литологических колонок и общей схемы строения разреза Толоконка, а также палеогеографическая интерпретация этого разреза и выводы по результатам его изучения.

New results obtained during the field campaign 2008 in the middle part of the River Severnaya Dvina, the White Sea area, are described. Detailed descriptions of logs are given. The general type of Tolokonka section including the lithostratigraphy table are made as well as paleogeographical interpretation obtained results.

Территория южного Прибеломорья расположена между краем Балтийского кристаллического щита на западе и Тиманским кряжем на востоке – в пределах юго-восточного погребенного склона щита, переходящего к востоку в Московскую синеклизу. Кристаллические породы фундамента, выходящие на поверхность в Балтийском щите, опущены здесь на большую глубину, а геологическую основу района образуют породы палеозойского возраста (рис.1).

Современный рельеф рассматриваемой территории имеет полигенетический и метакронный характер. Он сформировался в течение длительного периода от мезозоя до настоящего времени под влиянием разнообразных, преимущественно экзогенных рельефообразующих процессов. В дочетвертичное время на фоне сравнительно интенсивных тектонических движений господствовали процессы эрозии и денудации, которые к началу антропогена привели к выработке обширной корытообразной долины р. пра-Двины с притоками.

В четвертичное время основную рельефообразующую роль играли ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция и абразия, а в послеледниковое время – эрозионно-аккумулятивные процессы выработки новой гидрографической сети, а также торфообразование.

Изучение четвертичных отложений на территории северо-востока Восточно-Европейской платформы началось более ста лет назад. За это время на данной территории проводилось огромное число исследований [1-6, 10]. Более подробно об этом было написано ранее [8, 9].

В рамках международного проекта АРЕХ в 2008, 2009 гг. состоялись экспедиции в Архангельском регионе и Республике Коми, в долине среднего течения р. Северная Двина, в долинах рек Вычегда, Вага, Сухона (рис. 1). Более подробно изучен разрез на правом высоком берегу реки в 100 км ниже по течению от г. Котлас, носящий название Толокон-



1 

Рис. 1. Территория Южного прибалтийского моря
Условные обозначения: 1 – места проведения экспедиций

ка. Разрез представляет собой обрывистый берег реки длиной чуть более 4 км вытянут с северо-запада на юго-восток, высота 25–30 м, сложен флювиальными, озерными и ледниковыми осадками. В результате детальных исследований [8] была построена общая схема строения разреза Толоконка (рис. 2).

Слой С датирован по OSL методу: 58 \pm 23, 54 \pm 2, 80 тыс. лет. Из торфа слоя D U-Th и C¹⁴ методами анализа получены датировки 33 270 \pm 350 (Гин 14173), 37 350 \pm 450 (Гин 14174), 37 800 \pm 600 (Гин 14175) [7]. Далее следует мощная пачка песков (слой E) речного происхождения, сменяющаяся слоем глины с многочисленными включениями гравия (диамиктон – слой F), залегающим наклонно, высота основания от 42 до 48 м над уровнем моря, мощность слоя около 2 м.

На основе полученных результатов можно сделать вывод, что разрез Толоконка формировался в течение всего позднего неоплейстоцена. В ранневалдайское время на данной территории климатические обстановки были суровее современных. Во время последнего ледникового максимума Северодвинская лопасть Скандинавского центра оледенения доходила как минимум до данной территории (рис.3). Дальнейшей задачей будет являться определение точных границ последнего ледникового максимума.

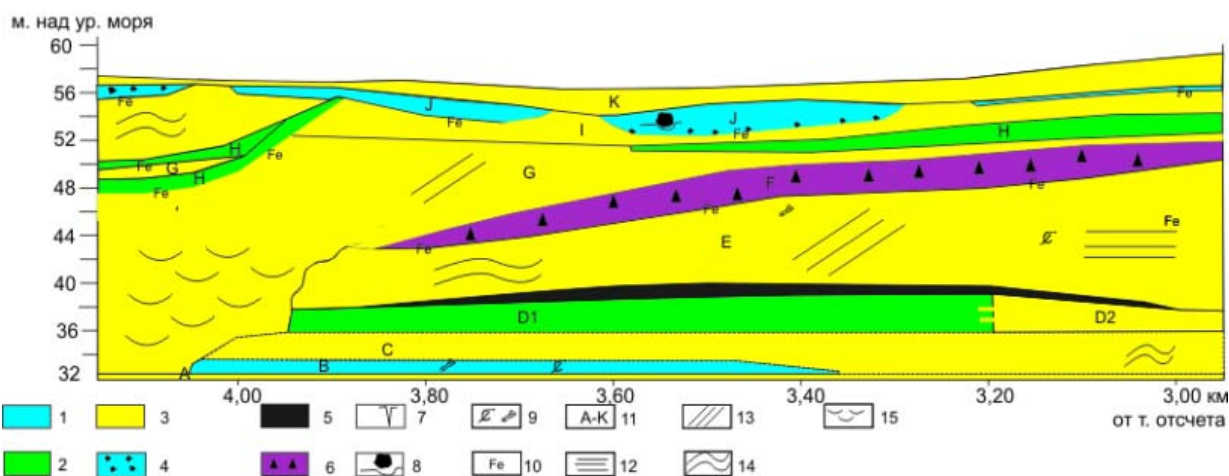


Рис. 2. Стратиграфический разрез Толоконка

Условные обозначения: 1 – глина, 2 – алевроит, 3 – песок, 4 – глина с гравием, 5 – торф, 6 – диамиктон, 7 – морозобойная трещина, 8 – валун, 9 – растительные остатки, 10 – ожезненная граница, 11 – название слоя, 12 – горизонтальная слоистость, 13 – наклонная слоистость, 14 – волнистая слоистость, 15 – осьпь

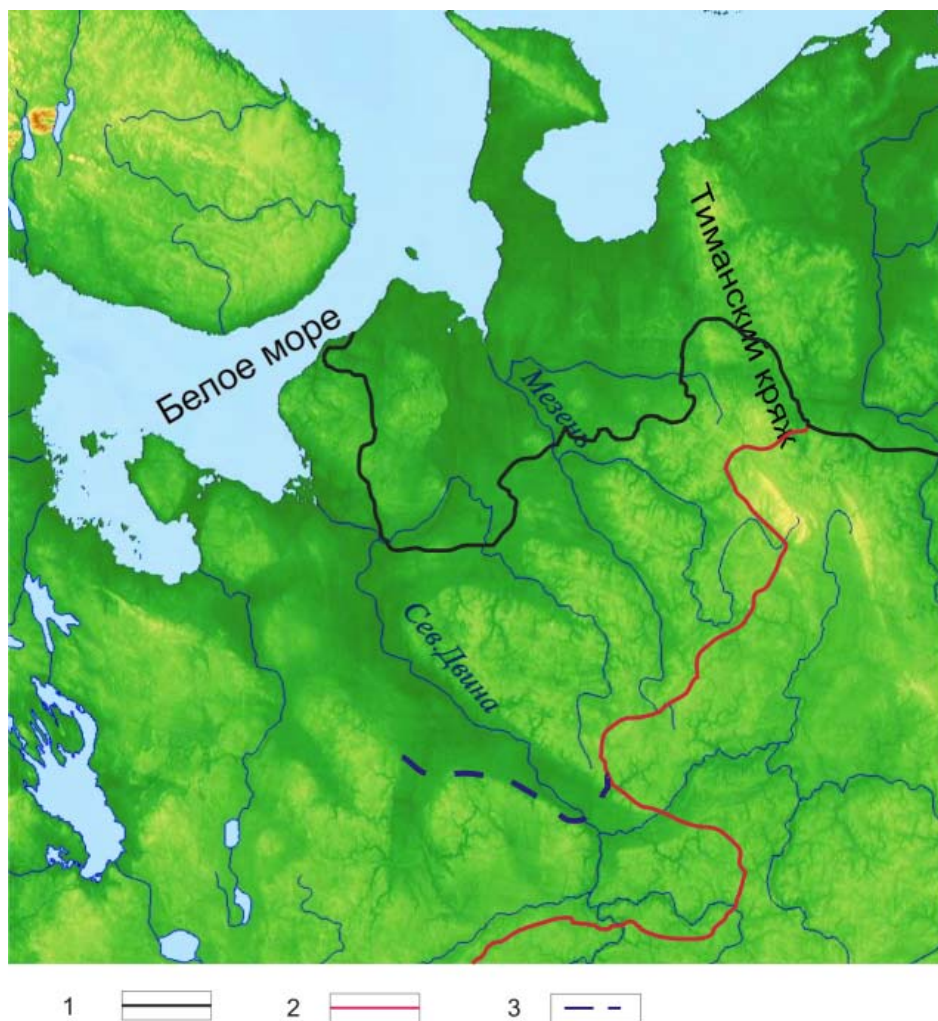


Рис. 3. Граница последнего ледникового максимума

Условные обозначения: 1, 2 – граница последнего ледникового максимума по Лаврову и Потапенко; 1 – южная граница Баренцевоморско-Новоземельско-Карского ледникового покрова; 2 – граница Скандинавского ледника (Северодвинский сектор); 3 – граница Скандинавского ледника (Северодвинский сектор) по автору

Литература:

1. *Асеев А.А.* Древние материковые оледенения Европы. – М., 1974. – 319 с.
2. *Величко А.А.* Главный климатический рубеж и этап плейстоцена // Изв. АН СССР, серия география. 1968. № 3. – С. 5–17.
3. *Девятова Э.И., Лосева Э.И.* Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. – Л.: Наука, 1964. – 105 с.
4. *Лавров А.С.* Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-Востока европейской части СССР // М.: Наука. 1974. Бюл. КИЧП, № 41. – С. 48–55.
5. *Лавров А.С., Потапенко Л. М.* Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М., 2005. – 222 с.
6. *Лаврова М.А.* О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья Ваги до Конецгорья // М.: Тр. совет. секции ИНКВА, вып. 1, 1937.
7. *Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Зарецкая Н.Е и др.* Первый опыт перекрестного $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C датирования средневалдайских органогенных отложений // ДАН (в печати).
8. *Шеботинов В.В., Субетто Д.А., Ларсен Э.* Новые данные по стратиграфии отложений верхнего неоплейстоцена южного Прибеломорья (на примере разреза Толоконка в среднем течении реки Северная Двина // Региональная геология и металлогения, № 44, 2010 (в печати).
9. *Krogh H., Van Welden A., Shebotinov V. et al.* Sedimentology and geochemistry in ice-dammed lake deposits, the Tolokonka section, NW Russia // Third Conference on Arctic Palaeoclimate and its Extremes. 2009. P. – 45.
10. *Larsen, E., Kjaer, K. H., Demidov, I. N. et al.* Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // Boreas 35, 2006. P. – 394–424.

**Седиментология верхнемеловых – палеогеновых
отложений Бакcharского месторождения Западной Сибири****Шелухина О.И.**ИНГГ им. А.А. Трофимука СОРАН, Новосибирск, Россия, *4u_2003@mail.ru*

The structure and the composition of Upper Cretaceous-Paleogene deposits in southeastern of West Siberian Plain are described in the paper. It is observed alternation of clastic sediments with calcareous, siliceous, ferruginous and other deposits in cross-section. The aim of the thesis is to describe the sedimentary environment of Upper Cretaceous and Paleogene deposits of Backchar mine. Much attention is given to analyze of mineral composition and granulometry of sediments, to determine their structure and to reconstruct the environments of sedimentation, which dominated over the Late Cretaceous - Paleogene time in the southeastern of Western Siberia.

Отложения верхнего мела и палеогена на территории Бакcharского месторождения юго-востока Западно-Сибирской плиты представлены разнообразными типами пород, которые по имеющимся литературным данным образовались в различных обстановках седиментации: континентальных, дельтовых, прибрежно-морских и морских. В связи с этим представляет интерес выяснение латеральных и вертикальных трендов в изменении состава и структуры отложений, которые контролируются седиментационными факторами.

Работы исследователей: И.В. Николаевой, Ю.П. Казанского, В. П. Казаринова, Г.А. Беллер, Н.А. Храмовой, Н.Х. Белоус - были направлены на изучение минерального состава пород, строения осадочных комплексов и восстановлению условий формирования железорудного месторождения, тем не менее генетическая интерпретация отложений остается дискуссионной. Исследования верхнемеловых-палеогеновых отложений Бакcharского месторождения на длительное время были прекращены после 60-х годов. В 1975 году были пробурено несколько скважин, которые позволили получить новый фактический материал для литологических исследований.

Разрез верхнемеловых - палеогеновых отложений территории отличается очень сложным переслаиванием терригенных, кремнистых, железистых и известковистых пород [1]. Основное внимание в работе уделено анализу минерального и гранулометрического состава отложений, выяснению их структуры и реконструкции обстановок седиментации, которые доминировали в позднемеловое-раннепалеогеновое время на юго-востоке Западной Сибири.

Материалом для исследования послужили образцы керна трех структурно-поисковых скважин. В процессе исследования автором были изучены шлифы (220), проведен гранулометрический анализ 180 образцов рыхлых и слабо сцементированных пород на анализаторе MICROTRAC X100. Построены литологические колонки, кривые распределения гранулометрического анализа. В работе приведены данные исследования разреза Чижапской скважины №5, глубина которой достигла 532,8 метров. Гранулометриче-

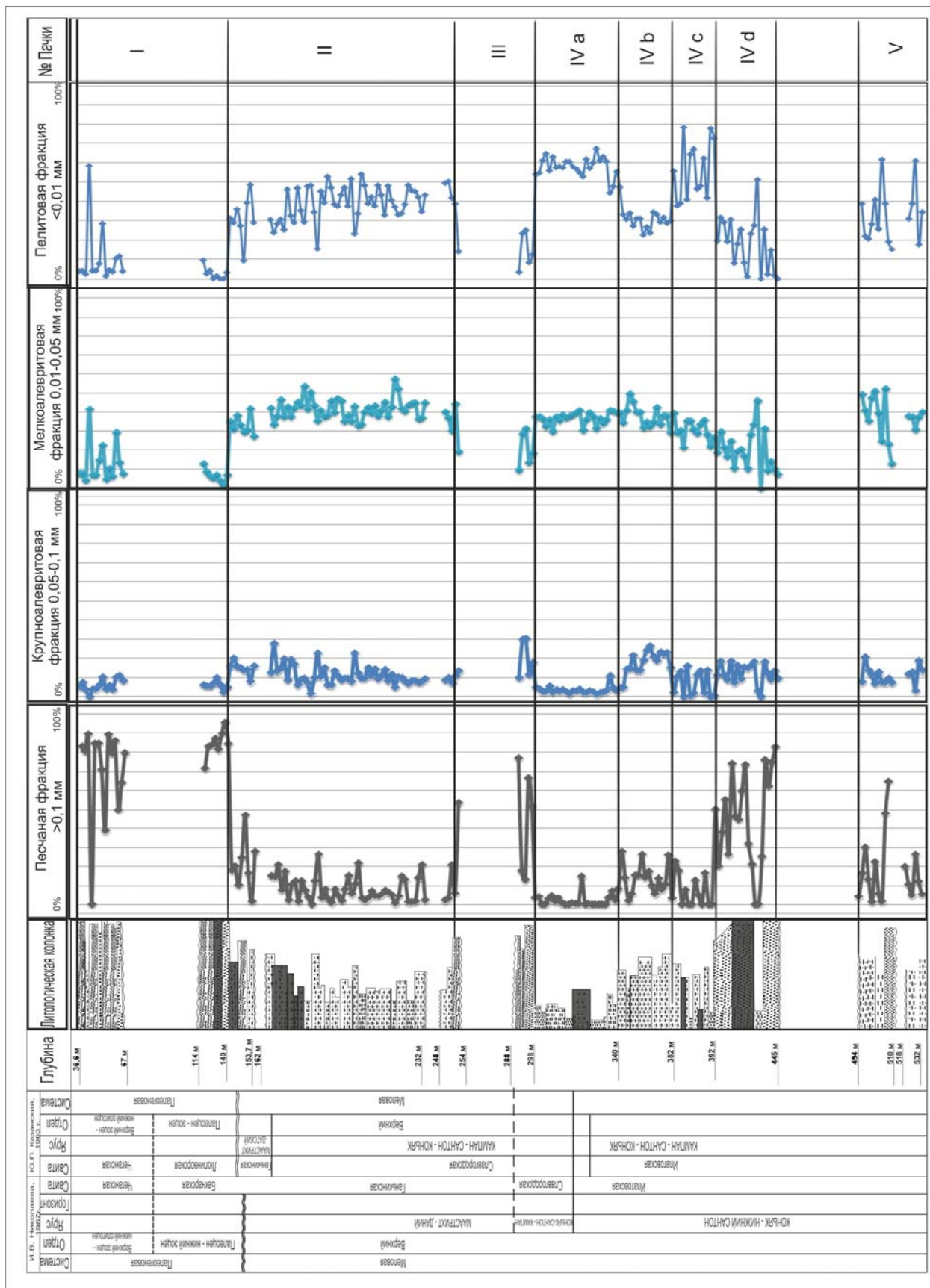


Рис.1. Принципиальное строение разреза Чижупской скважина № 5 по литологическим и гранулометрическим свойствам.

ский анализ проведен через каждый 15,-2 метра керна. В результате исследования в разрезе выделено 5 пачек (Рис. 1), каждая из которых имеет общность внутреннего строения и отличается от выше и ниже лежащих геологических тел, что дает основания предполагать о различии факторов седиментации, влияющих на их образование. В дальнейшем описание пачек происходит снизу вверх по разрезу.

Пачка V. Интервал 494 – 532,8 м. Пачка представляет собой переслаивание песка, алевропеска и алевропелита. Материал рыхлый, в обломках обилие континентальной растительности крупного размера. Возможно, что время формирования этой пачки соответствует регрессии морского бассейна и восстановлению континентальных условий на исследуемой территории.

Пачка IV, Интервал 298 – 494 м. Пачка состоит из четырех мелкомасштабных трендов (рис.1). **Пачка IV d. Интервал 494-392 м.** Пачка сложена мелкозернистым рудным хорошо сортированным песком с прослоями гравелитов и интракластами аргиллитов. Пачка характеризуется трендом на уменьшение зернистости вверх по разрезу, что свидетельствует об углублении бассейна. **Пачка IV c. Интервал 392 - 382 м.** Пачка сложена опоковидной глиной с линзами пиритизации и континентальным детритом. Наблюдается тренд на уменьшение зернистости вверх по разрезу. Бассейн продолжает углубляться. **Пачка IV b. Интервал 340 – 382 м.** Мелкомасштабный тренд характеризуется резким возрастанием доли песчаной и крупноалевритовой фракций при уменьшении пелитовой, что указывает на кратковременную перестройку в бассейне, которая сопровождалась возрастанием количества относительно крупнозернистого материала, поступавшего в бассейн. При этом в целом для пачки характерно увеличение содержания мелкоалевритовой фракции вверх по разрезу при падении содержания крупноалевритовой. **Пачка IV a. Интервал 298 - 340 м.** Пачка начинается с переслаивания алевропеска и глины с обилием линз пиритизации и тонких водорослей. Верх по разрезу они сменяются оскольчатými мергелями с линзами известняков. Средняя часть пачки сложена наиболее тонким материалом (вероятно соответствует максимальному углублению в бассейне седиментации), который становится чуть более грубым вверх.

Пачка III. Интервал 252 – 258 м. Пачка представлена линзовидным переслаиванием глины и алевролита с алевропеском и песком. Состав кварцевый с хлоритом и глауконитом. Отложения плохо сортированы, плохо окатаны с обилием древесных щепок и водорослей.

Пачка II. Интервал 140 - 252 м. Пачка представляет собой переслаивание алевропелитов и песков. Отложения хорошо сортированы, в структуре преобладают слабо окатанные зерна. Характерно пятнисто-линзовидное строение. В песках обломки представлены кварцем, полевым шпатом, зернами глауконитов. Глинистые прослои сложены хлори-

том. Обилие тонковолокнистого детрита в тонкозернистой фракции, наличие глауконита и хорошая сортированность отложений указывают на вероятность формирования отложений в морских обстановках. По результатам анализа изменения гранулометрии отложений (рис.1) были установлены несколько мелкомасштабных трендов. Выделенные тренды свидетельствуют о наличии регулярных процессов затопления территории с последующими стадиями обмеления. Обилие растительного детрита тонковолокнистых водорослей наряду с континентальной растительностью позволяет предположить о близости суши и образовании пачки в прибрежно-морских обстановках.

Пачка I. Интервал 36,6 – 140 м. Пачка представляет собой переслаивание песка крупнозернистого, мелкозернистого и алевропеска (рис.1). Отложения плохо сортированы. Состав полевошпат-кварцевый (кварца 60%, полевых шпатов (30%), присутствует слюда). В нижней части разреза хорошо фиксируется линзовидная слоистость в мелкозернистом песке с гравием и оолитами, что указывает на возможное формирование отложений в прибрежной зоне крупного озера. В средней части пачки отмечаются прослои алевропелита с лигнитом, корни континентального детрита в большом количестве, что свидетельствует об образовании этой части отложений на озерной окраине [2].

Таким образом, отложения бассейна в пределах рассматриваемого интервала времени начинают накапливаться в континентальных условиях. Постепенно возникает морской бассейн, который характеризуется относительно стабильными условиями седиментации. Затем происходит регрессия и обстановка сменяется прибрежно-морской. На завершающей стадии произошло обмеление и регрессия морского бассейна и в палеогене накопление отложений происходило в континентальной обстановке, внутри которой существовало древнее озеро.

Литература:

1. *Ю.П. Казанский*, Осадочные формации и серии апт-альбских, верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений центральной части Западно-Сибирской низменности, // В кн.: Осадочные серии мезозоя и палеогена Сибири./ Под редакцией В.П. Казаринова и Ю.П. Казанского. – Издательство Сибирского отделения АН СССР, Новосибирск, 1963. – 127 с.

2. *Дж.Д. Коллинсон, Ф.А. Аллен*, Озера, // В кн.: Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1/ Под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – 352 с.

**Геология и петрография Шилосского массива
(Юго-Восточная Карелия)**

Штейнмиллер А.С.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, anna_shtejnmiller@vsegei.ru

Шилосский зеленокаменный пояс сложен базальтами, которые прорываются мелкими интрузиями и дайками габбро, также тоналитами и дайками плагиомикроклиновых гранитов (риолитов?).

В составе массива выделяют три последовательно внедрившиеся фазы:

- 1. метагаббро;*
- 2. тоналиты, диориты и плагограниты;*
- 3. жильная фаза, представленная жилами и дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров.*

Особенностью состава этих фаз является их гетерогенность.

Shilosky greenstone belt composed of basalts that erupt in small intrusions and dikes of gabbro, and tonalites and dikes plagiomicrocline granite (rhyolite?).

As part of the array taken root there are three successive phases:

- 1. metagabbro;*
- 2. tonalites, diorites and plagiogranite;*
- 3. vein phase, represented by veins and dikes of granite porphyry and quartz porphyry.*

The peculiarity of these phases is their heterogeneity

Шилосский массив расположен в Юго-Восточной части Карелии (на территории листа Р-36-ХІІ) между гранитами Водлозерского блока. Образования данного массива пространственно связаны с зеленокаменными структурами лопия.

Массив имеет эллипсообразную форму, площадь около 100 км², вытянут в северо-западном направлении на 17 км. По геофизическим данным в вертикальном разрезе массив, распространяясь до глубины не менее 3 км, имеет общее падение в северо-восточном направлении. Северо-восточный контакт массива относительно пологий, под углом 40-50°; южный, юго-западный контакт тектонический, обусловленный надвигом гранитов на протерозойские образования.

По данным дешифрирования выделяется «внутреннее ядро», включающее собственно Шилосский массив, а также «внешнее обрамление», включающее Тайгиницкий массив в единую структуру. Контакты массива с вмещающими породами, как согласные, так и косесекущие, иногда осложненные тектоническими нарушениями. Часто зоны контактов, как в плане, так и в разрезе представлены чередованием линейных тел гранитов и вмещающих пород.

Шилосский зеленокаменный пояс сложен базальтами, которые прорываются мелкими интрузиями и дайками габбро, также тоналитами и дайками плагиомикроклиновых гранитов (риолитов?).

В составе массива выделяют три последовательно внедрившиеся фазы:

1. метагаббро;

2. тоналиты, диориты и плагиограниты;

3. жильная фаза, представленная жилами и дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Особенностью состава этих фаз является их гетерогенность.

Также на изучаемой территории можно выделить три типа (группы) гранитов:

1. группа наиболее древних гранитов, слагающих отчетливо интрузивные массивы. Породы крупнозернистые, темно-серого цвета. Характерны линзовидные обособления мелких чешуек биотита, количество которого в породе весьма велико, примерно 15 %. Плагиоклаз основной, имеет зеленоватый оттенок;

2. группа гранитов «Шиловского комплекса». Это более молодые граниты, претерпевшие гранитизацию и гнейсификацию. Породы представлены серыми и светло-серыми гранитами с преобладанием плагиоклаза над всеми остальными минералами. Также в этой группе можно выделить образцы с большим количеством наложенного биотита размером до 1 см. Количество изменяется от 5-6 до 10-12%. Биотит в породе распределен неравномерно, возможно приурочен к зонам поздних изменений и жилам поздних гранитов;

3. группа более молодых и сильно измененных даек, представленных амфибол-биотитовыми-плагио-гранитами? и кварц-плагиоклазовыми порфирами. Это породы серого цвета со светло-зеленоватым оттенком. Основная масса тонкозернистая. Породы подверглись динамо-метаморфизму, в результате чего сильно рассланцованы.

Задачами минерало-петрографических и изотопно-геохимических исследований которые будут решаться в процессе участия автора в подготовке к изданию листа Р- (35)-37 следующие:

- датировать исследуемые группы пород;
- установить их пространственно-временные взаимоотношения;
- разработать петрогенетическую модель их становления и преобразования.