

**SEISMICITY OF AZERBAIJAN PART OF THE GREATER CAUCASUS  
AND ITS GEOLOGICAL IMPLICATIONS**

*Fuad A. Aliyev*

Institute of Geology and Geophysics ANAS, Baku, Azerbaijan  
e-mail: *fuad\_al@yahoo.com*

The Greater Caucasus has formed during last stage of the tectogenesis in a geodynamic condition of the lateral compression, peculiar to the zone pseudo-subduction interaction zone between Northern and Southern Caucasian continental microplates. Its present day structure formed as a result of horizontal movements of the different phases and sub-phases of Alpine tectogenesis (from late Cimmerian to Valakhian), and is generally regarded as zone where, along Zangi deformation, the insular arc formations of the Northern edge of South Caucasian microplate thrust under the Meso-Cenozoic substantial complex contained in the facials of marginal sea of Greater Caucasus. The last, in its turn, has been pushed beneath the North-Caucasus continental margin of the Scythian plate along Main Caucasus Thrust fault. Data collected from the territory of Azerbaijan and its' sector of the Caspian area stands for pseudo-subduction interaction of microplates which resulted in the tectonic stratification of the continental slope of Alpine formations, marginal sea and insular arc into different scale plates of south vergent combined into napping complexes.

In the orogeny's present structure, tectonically stratified Alpine substantial complex of the marginal sea of Greater Caucasus bordered by Main Caucasus and Zangi thrusts, is represented by allochthonous south vergent accretionary prism in the front of first deformation with its' root buried under the southern border of Scythian plate. Allocated beneath mentioned prism, the autochthonous bedding is presented by Meso-Cenozoic complex of the Northern flank of the South-Caucasian microplate, which is in its' turn crushed and lensed into southward shifted tectonic microplates gently overlapping the northern flank of Kura flexure along Ganykh-Ayrichay-Alyat thrust.

Data of real-time GPS measurement of regional geodynamics indicates that pseudo-subduction of South Caucasian microplate under the North Caucasian microplate still continues during present stage of alpine tectogenesis. Among others, ongoing pseudo-subduction is indicated by data of regional seismicity which is irregularly distributed by depth (foci levels 2–6; 8–12; 17–22; 25–45 km). Horizontal and vertical seismic zoning is explained by Earth crust's block divisibility and tectonic stratification, within the structure of which the earthquake focuses are mainly confined to the crossing nodes of differently oriented ruptures, or to the planes of deep tectonic disruptions and lateral displacements along unstable contacts of the substantial complexes with various degree of competence. At present stage of tectogenesis, seismically most active are the structures of the northern flank of South Caucasian microplate, controlled by Ganykh-Ayrichay-Alyat deep thrust with "General Caucasus" spread in the west, and sub-meridian right-lateral strike slip zone of the Western Caspian fault in the east of Azerbaijani part of Greater Caucasus.

Study of seismic impacts with various magnitudes in each seismic focal zone brings out to conclude that, the epicenters' spatial distribution demonstrates that mentioned events are confined to transversal disjunctive dislocations. Besides, the hypocenters of major seismic impacts ( $M = 4,5-5,7$ ) and absolute majority of aftershocks are confined to a pre-Jurassic basement's surface or its' depths of up to 20 km. Lateral compression firstly contributed to a creation of transpressional failures along the displacement planes of various-strike transversal dislocations, and the energy discharge in most granulated and weakened areas confined to the intersection knots of these dislocations between each other and with deep overthrust with its' northern rear flakes.

# ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА ПОБЕРЕЖИЙ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

*Баранская А.В.<sup>1,2</sup>, Романенко Ф.А.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова (МГУ), г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: *alisa.baranskaya@yandex.ru*

**С помощью морфоструктурного анализа и обработки результатов датирования поднятых береговых линий рассматриваются скорости поднятия отдельных блоков земной коры в пределах побережья Кандалакшского залива Белого моря. Доказывается, что дифференцированные движения и разные скорости воздымания свойственны как крупным блокам с размерами в первые десятки километров, так и микроблокам с размерами в первые километры или сотни метров.**

## DIFFERENTIATED VERTICAL MOVEMENTS AND BLOCK TECTONICS OF THE COASTS OF THE KANDALAKSHA BAY, WHITE SEA

*Baranskaya A.V.<sup>1,2</sup>, Romanenko F.A.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University (MSU), Moscow, Russia

<sup>2</sup>Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia  
e-mail: *alisa.baranskaya@yandex.ru*

**With the help of morphostructural analysis and dating of uplifted coastlines, rates of relative uplift of separate blocks of the Earth crust within the coastal territory of Kandalaksha Bay, White Sea, are assessed. It is shown that differentiated tectonic movements are characteristic both for considerable blocks of tens of kilometers wide, but also for small blocks of kilometers or even hundreds of meters.**

Побережье Кандалакшского залива Белого моря находится в пределах Балтийского щита, характеризующегося общим новейшим поднятием, отмеченным как по данным повторных нивелировок [2, 12, 4, 3], так и по датированию поднятых древних береговых линий [1, 9, 11, 14] и анализу наблюдений за современным изменением относительного уровня моря [8]. Скорость поднятия постепенно уменьшается, от 10–12 мм в год в раннем голоцене [14, 9] до 1,5–4 мм в год в настоящее время [13, 8].

На общую картину поднятия накладываются блоковые движения, «клавишная тектоника», сопровождающаяся вертикальными движениями по разломам. Для Карельского и Терского берегов Белого моря активизация древних разрывных нарушений и заложение новых во многом определена механизмом унаследованного рифтинга. Основная структура, определяющая неотектоническую обстановку Беломорской области, – рифт, сложенный сочетанием линейно вытянутых грабенов. В различных работах он называется Онежско-Кандалакшским [6] или Кандалакшско-Двинским [5]. Развитие этой структуры происходит на месте палеорифта, зародившегося в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифее [7].

Таким образом, дно Кандалакшского залива и его берега испытывают вертикальные движения, характеризующиеся различными скоростями и направлениями друг относительно друга. Исходя из этого, сомнений в том, что крупные блоки регионального масштаба могут одновременно обладать различными скоростями поднятий, не возникает. Спорным остается вопрос, в каких наименьших масштабах могут проявляться дифферен-

цированные движения земной коры, и каковы минимально возможные размеры соседствующих блоков, для которых можно говорить о разных скоростях поднятия в один и тот же момент времени.

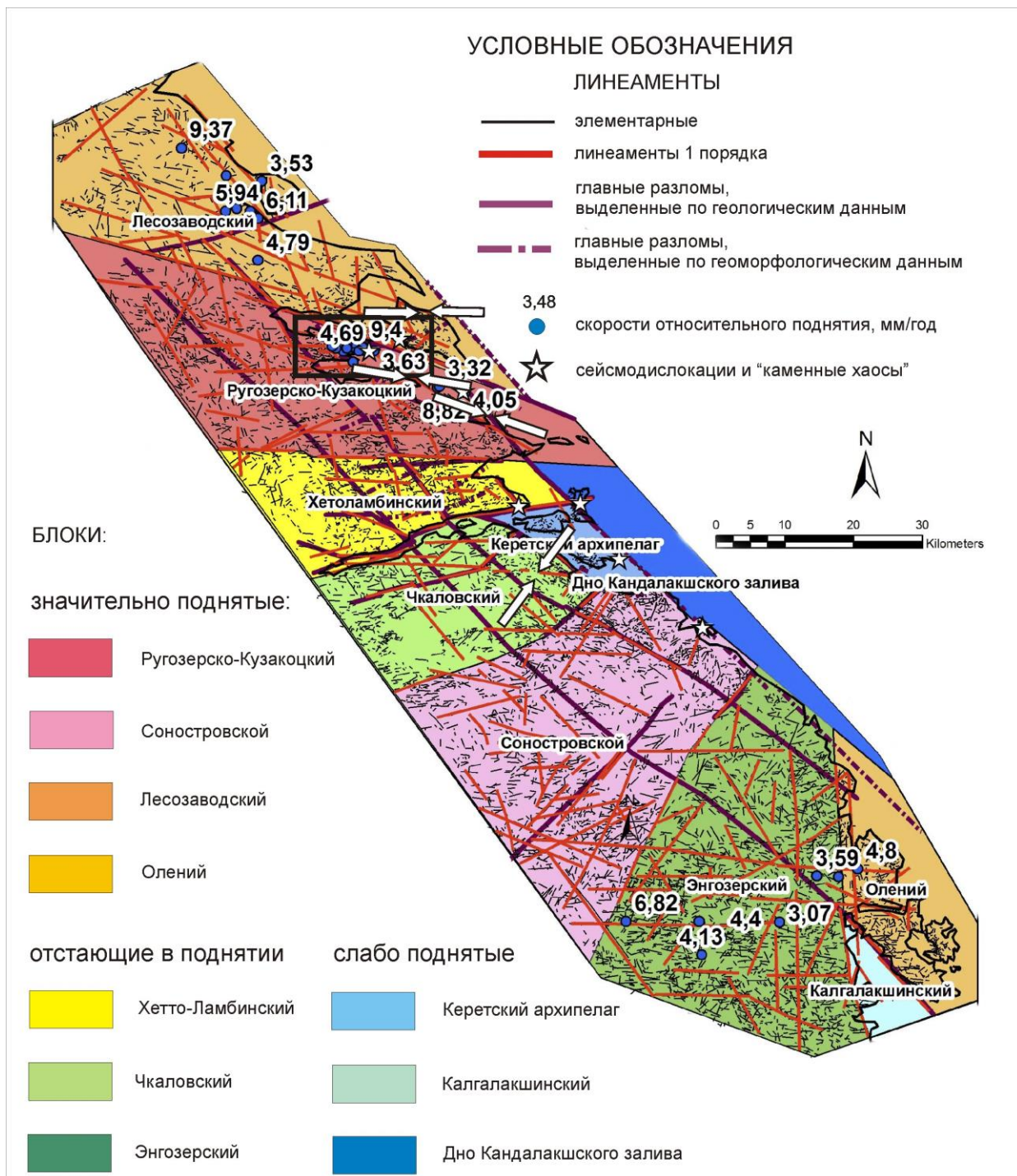


Рис. 1. Морфоструктурная схема Карельского берега Белого моря. Стрелками белого цвета показано направление максимального главного нормального напряжения  $\sigma_1$ . Прямоугольник черного цвета ограничивает район ББС МГУ (указанные скорости относительного поднятия рассчитаны по данным [9], [14], а также по собственным данным).

Для изучения этого вопроса применялся морфоструктурный анализ, анализ трещиноватости и реконструкция напряжений. В качестве ключевого участка была выбрана северная часть Карельского берега Белого моря от пос. Лесозаводский на севере до губы Калга-

лакша на юге (рис. 1). Проводилось изучение различных типов нарушения сплошности залегания пород и их пространственного распределения с целью определения морфоструктурной неоднородности территории и различий в развитии соседствующих блоков земной коры.

Было выделено 10 блоков с разной морфологией, ориентировкой линеаментов и трещиноватости и напряжений, сформировавших ее. Они характеризуются и различной интенсивностью поднятия, выраженной в разной морфологии тектонического рельефа (принимались во внимание абсолютные высоты, расчлененность, наличие свежих тектонических форм вдоль линеаментов). На морфоструктурную карты были наложены данные датирования поднятых береговых линий ([9], [14], собственные исследования), позволяющие говорить уже о количественной оценке скоростей поднятия (рис. 1).

Определено, что для блоков, отстоящих друг от друга на первые десятки километров разница в средних скоростях относительного поднятия с одного и того же момента времени, по данным датирования древних береговых линий, может достигать 4–5 мм в год (примером служит Ругозерский блок, где 4 тыс. лет назад наблюдалось поднятие со средней скоростью 8 мм в год, и Энгозерский блок, со скоростью воздымания 3 мм в год за тот же промежуток времени).

Кроме того, даже в пределах одного блока (Ругозерско-Кузакоцкий блок, территория ББС МГУ, показанная на рис. 1 прямоугольником), можно говорить об относительно быстро воздымающихся микроблоках и других, отстающих в поднятии. График средних скоростей относительного понижения уровня моря (рис. 2) не свидетельствует о равномерном, или равноускоренном поднятии; он характеризуется максимумами и минимумами.



Рис. 2. Скорости относительного поднятия Ругозерского блока, вычисленные на основании датирования поднятых береговых линий с помощью  $^{14}\text{C}$  и  $^{10}\text{Be}$ .

Сравнивая их с данными для соседних блоков (Лесозаводский, Энгозеро, Кандалакша по данным [9]), и с кривыми морских трансгрессий и регрессий, построенных для всего Кольского и Карельского регионов [10], можно выделить те экстремумы, которые отли-

чаются от поведения кривых поднятия соседних крупных блоков, и, соответственно, не были вызваны общим замедлением относительного поднятия из-за трансгрессии или ускорением в результате регрессии абсолютного уровня моря. Это микроблоки со временем изоляции 775, 3267 и 9479 лет назад. Два из них поднимаются быстрее других (и выражены в рельефе экзарационно-тектоническими грядами), третий отстает в поднятии. Таким образом, даже для микроблоков, размером в первые километры или сотни метров, характерны голоценовые дифференцированные тектонические движения.

### Литература

1. Corner G. D., Kolka V. V., Yevzerov V.Y., Møller J. J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia. *Global and Planetary Change* 31, 2001. P. 155–177.
2. Johansson, J.M, Davis J. L., Scherneck H.-G., Milne G. A., Vermeer M., Mitrovica J. X., Bennett R. A., Jonsson B., Elgered G., Elósegui P., Koivula H., Poutanen M., Rönnäng B. O., Shapiro I. I. Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia. 1. Geodetic results. *Journal of Geophysical Research* 107: 2157, 2002.
3. Pettersen, B.: The postglacial rebound signal of Fennoscandia observed by absolute gravimetry, GPS, and tide gauges, *Int. J. Geophys.*, 2011.
4. Scherneck, H.-G. J. M. Johansson, H. Koivula, T. van Dam, and J. L. Davis, “Vertical crustal motion observed in the BIFROST project,” *Journal of Geodynamics*, vol. 35, no. 4–5, pp. 425–441, 2003
5. Авенариус И. Г. Морфоструктура Беломорского региона // *Геоморфология*. – 2004. – № 3. С. 48–56.
6. Балувев А. С., Журавлев В. А., Пржиялговский Е. С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // *Доклады Академии Наук. Серия Геология*. Том 427, №3, 2009, с. 348–353.
7. Балувев А. С., Пржиялговский Е. С., Терехов Е. Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // *Доклады Академии Наук. Серия Геология*. Том 425, №2, 2009, с. 199–203.
8. Инжебейкин Ю. И. Колебания уровня Белого моря/Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. СПб, 2004. 253 с.
9. Колька В., Евзеров В., Мёллер Я., Корнер Д. Последледниковые гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита./Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова (сборник статей). Под ред.Ф.П. Митрофанова. Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2005.
10. Кошечкин Б. И., Кудлаева А. Л. Голоценовые трансгрессии и изменения береговой линии северного побережья Кольского полуострова. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеиздат, Ленинград, 1970, с. 243–247.
11. Митяев М. В., Корсун С. А., Стрелков П. П., Матишов Г. Г. Древние береговые линии Восточного Кильдына. *ДАН*. 2008, том 423, № 4, с. 546–550.
12. Никонов А. А., Энман С. В., Флейфель Л. Д. Голоценовые и современные движения земной коры в переходной зоне от Фенноскандинавского щита к восточно-европейской платформе в районе Ладожского грабена // *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными*. Материалы XIV международной конференции. 2 часть. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 79–81.
13. Романенко Ф. А., Репкина Т. Ю., Баранская А. В. Жизнь тектонического рельефа Керетского архипелага в голоцене. Материалы научной конференции «Морская биология, геология, океанология – междисциплинарные исследования на морских стационарах», посвященной 75-летию Беломорской биологической станции МГУ (Москва, МГУ им. М. В. Ломоносова, 27 февраля – 1 марта 2013 г.): Тезисы докладов. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013.– С. 270–274.
14. Романенко Ф. А., Шилова О. С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо/ *Доклады Академии Наук*, том 442, № 4, 2012, с. 544–548.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

*Васильев Д.А.*

Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, г. Якутск, Россия  
e-mail: [juorankhay@mail.ru](mailto:juorankhay@mail.ru)

**В Хараулахском сегменте во фронте Верхоянского складчато-надвигового пояса на двух участках – мыс Чуча и мыс Чекуровский были установлены главные оси тектонических напряжений, при ведущей роли которых сформировались складчатые и разрывные деформационные структуры. Впервые удалось рассчитать азимуты и углы падения осей главных напряжений, проследить изменение их ориентировок, с течением времени при непрекращающейся деформации.**

## RECONSTRUCTION OF TECTONIC STRESS FIELDS IN THE NORTH OF THE FRONTAL ZONE OF THE VERKHUYANSK FOLD-THRUST BELT

*Vasiliev D.A.*

Diamond and Precious Metal Geology Institute (DPMGI) SB RAS, Yakutsk, Russia  
e-mail: [juorankhay@mail.ru](mailto:juorankhay@mail.ru)

**In Kharaulakh segment in the front of the Verkhoyansk fold-thrust belt, in two areas – Chucha cape and Chekurovsky cape two main axes of tectonic stresses were determined, which played a leading role in formation of folded and discontinuous deformation fabrics. For the first time, it was possible to calculate azimuths and dip angles of the axes of principle stresses, to trace changes in their orientations with continuous deformation over time.**

Исследования проводились в Чекуровской антиклинали (Хараулахский сегмент Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса), расположенной в приустьевой части р. Лены [3]. Ассиметричная Чекуровская антиклиналь шириной 12–15 км и протяженностью до 60–65 км имеет крутое (до 80°) западное и пологое (до 40°) восточное крылья [1]. Ядро антиклинали слагают рифей-кембрийские существенно карбонатные отложения, а крылья, как и расположенную западнее Огонер-Юряхскую синклинали – терригенные толщи перми, триаса, юры и мела. Структурные наблюдения были проведены на двух участках – западном крыле Чекуровской антиклинали и восточном крыле Огонер-Юряхской синклинали (мыс Чуча р. Лены), и в ядре Чекуровской антиклинали (мыс Чекуровский р. Лены).

По данным массовых замеров элементов залегания слоистости было установлено, что оси складок на участке «мыс Чуча» имеют аз. пад. 332° и  $\angle$  15,6°, в то время как на участке «мыс Чекуровский» – 326° и  $\angle$  0,7°. Таким образом, для формирования подобной складчатости сжатие должно было быть направлено с северо-востока по аз. 62–56° или 242–236°. Для подтверждения этого предположения, а также для определения направлений осей сжатия и растяжения, были построены для каждого участка стереограммы дуг большого круга всех разломов, у которых удалось измерить не только элементы залегания сместителя, но и ориентировки штриховок на зеркалах скольжения. На участке «мыс Чуча» из 91 замера элементов залегания сместителей разломов только у 51 удалось зафиксировать



ровать и замерить штриховки на зеркалах скольжения. Из всего количества разломов в основном взбросовой кинематики было определено только 16 сдвигов и 4 сброса. Было установлено, что ось сжатия здесь имеет аз. пад.  $58,2^\circ$  и  $\angle 1,5^\circ$ , а ось растяжения –  $157,3^\circ$  и  $\angle 80,6^\circ$ . На участке «мыс Чекуровский» из 200 отмеченных мелких разрывных нарушений только у 71 удалось зафиксировать штриховки на зеркалах скольжения. Из этих разломов 38 являются надвигами и взбросами, 27 – сдвигами и 6 – сбросами. Рассчитанная ось сжатия имеет аз. пад.  $241,8^\circ$  и  $\angle 19,0^\circ$ , а ось растяжения –  $59,4^\circ$  и  $\angle 71,0^\circ$ . Таким образом, из разломов наиболее многочисленны надвиги, а рассчитанные оси сжатия, в целом, ортогональны основным складчатым структурам района. Это хорошо объясняется формированием разрывных структур в результате складчато-надвиговых деформаций при сжатии, ориентированном с северо-востока на юго-запад со стороны Верхоянского складчато-надвигового пояса. Полевые наблюдения на участке «мыс Чуча» позволяют предполагать преобладание здесь, на западном крыле Чекуровской антиклинали и в Огонер-Юрхской синклинали, «обратных» надвигов С-В вергентности. Рассчитанная ось растяжения на обоих участках субвертикальна, что соответствует растяжению в присводовой части асимметричной, концентрической антиклинали [4]. Для более детального изучения изменения во времени положения осей напряжений они вычислялись отдельно для надвигов и сдвигов, поскольку предполагается, что после формирования складок, сначала образуются надвиговые деформации, сдвиги же образуются в конечную стадию этого деформационного процесса [4]. Оси сжатия для надвигов имеют аз. падения  $244,2^\circ$  и  $\angle 1,3^\circ$  на участке «мыс Чуча» и  $232,5^\circ$  и  $\angle 14,8^\circ$  на участке «мыс Чекуровский»; оси растяжения вертикальны ( $145,7^\circ \angle 81,4^\circ$  и  $46,6^\circ \angle 75,1^\circ$ , соответственно). Как видно, рассчитанные оси главных напряжений только по надвигам практически совпадают с ориентировкой осей сжатия, полученной при анализе всех разломов. Оси сжатия рассчитанные для сдвигов имеют аз. падения  $31,5^\circ \angle 16,2^\circ$  на участке «мыс Чуча» и  $293,3^\circ \angle 23,3^\circ$  на участке «мыс Чекуровский». Оси растяжения – аз. падения  $286,6^\circ \angle 41,5^\circ$  и аз. падения  $60,1^\circ \angle 54,3^\circ$ , соответственно. Наблюдается изменение ориентировки осей напряжений: ось сжатия на участке «мыс Чуча» разворачивается на  $32,7^\circ$  на юг, а на участке «мыс Чекуровский» – на север на  $60,8^\circ$ . Это можно объяснить следующим: напряжение с северо-востока на юго-запад, сформировавшее складчато-надвиговые структуры территории, достигает в конце концов того предельного значения, при котором надвиговые деформации не могут эффективно релаксировать и происходит деформационное упрочнение [2]. Поскольку стресс не прекращается, деформация постепенно переходит на другой структурный уровень, способный эффективно релаксировать напряжение перемещением и поворотами блоков друг относительно друга по разрывам. В результате образуются сдвиги и рассчитанные для них оси сжатия имеют север-северо-восточное простирание на западном крыле и восток-юго-восточное в ядре Чекуровской антиклинали.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (14-05-31298, 13-05-00700).

## Литература

1. Биджиев Р. А., Грошин С. И., Горшкова Е. Р., Гогина Н. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист R-52-VII, VIII. Объяснительная записка. Москва, 1976. 80 с.
2. Кирмасов А. Б. Основы структурного анализа. 399 с.
3. Прокопьев А. В., Дейкуненко А. В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов. В кн.: Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Москва, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
4. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. Москва, Недра, 1981. 245 с.



# МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОЙ ТЕРМОХРОНОЛОГИИ

*Vetrov E.V.*

Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, г. Новосибирск, Россия  
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет (НГУ),  
г. Новосибирск, Россия e-mail: *Vetrovggdnus@yandex.ru*

**Трековая термохронология по апатиту это один из хорошо изученных и наиболее чувствительных методов для извлечения информации о термальной эволюции пород в пределах 3–5 км верхней коры за интервал времени более чем сто миллионов лет. Трековый анализ представляет собой методику термохронологического датирования, в котором продукты радиоактивного распада, отображенные в треках, зависят от изменения температурного режима образцов. Данная работа демонстрирует пример использования трековой термохронологии для региона, расположенного в области неотектонической активизации.**

## MESOZOIC-CENOZOIC EVOLUTION OF SOUTH-EASTERN GORNY ALTAI TECTONIC PROCESSES BY FISSION-TRACK THERMOCHRONOLOGY DATA

*Vetrov E.V.*

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia  
Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk, Russia  
e-mail: *Vetrovggdnus@yandex.ru*

**Apatite fission-track thermochronology is one of the best established and most sensitive methods for extracting information about thermal rock evolution within the 3–5 km upper crust during time interval more than hundred million years. Fission-track analysis is a thermochronological dating method, in which radioactive decay products displayed in tracks depend on temperature regime change of the samples. The work demonstrates an example of using fission-track thermochronology for region located in the neotectonic activation field.**

*Трековая термохронология.* Трековый анализ основан на накоплении радиационных повреждений в минералах, содержащих уран (апатит, циркон, сфен и др.). Линейные зоны повреждения, называемые треками распада, получаются в результате прохождения высокоэнергетических фрагментов распада через кристаллическую решетку. В результате травления треки распада могут наблюдаться под микроскопом в виде цилиндроподобных отверстий. Треки производятся непрерывно со временем и, например, в апатите, начальная длина протравленного трека составляет в среднем  $16 \pm 1$  мкм, а диаметр – 1–2 мкм. При воздействии высоких температур треки постепенно отжигаются (иначе говоря, заживают) с краев и, в конечном счете, исчезают. Температура – это главный фактор, действующий на процесс отжига трека, в то время, как другие факторы, включающие давление, деформацию и выветривание, имеют слабый эффект на отжиг трека, или не имеют совсем [4]. В апатите температура отжига варьирует в зависимости от нагревающей и химической составляющей. Процесс отжига треков является ключевым в исследовании термальных историй пород. При более высоких температурах треки начинают укорачиваться, и, как только порода остывает до температурного интервала относительной трековой ста-

бильности ( $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), треки сохраняют большую часть своей длины. В процессе охлаждения каждый новый трек добавляется за счет события радиоактивного распада, в то время как уже образованные треки укорачиваются [5].

Таким образом, изменения палеотемператур выражается длинами отдельных треков, что позволяет, используя подход инверсионного моделирования, выявлять динамику термальной истории пород. Результаты моделирования термальных историй, которые отображают изменение температуры пород поверхности фундамента, могут быть пространственно интерполированы с определенным временным интервалом. Полученная серия изображений визуализирует региональную историю охлаждения современных пород поверхности во время их транспортировки через верхнюю кору [4].

*Стратегия отбора образцов.* Данное исследование было сфокусировано на определении термо-тектонического развития Улаган-Сумультинского, Курайско-Чулышманского и Чуйского неотектонических блоков Горного Алтая, разделенных зонами активных разломов, которые сформировались в результате реактивации региональных поднепалеозойских разломных структур (Чарышско-Терктинской, Телецко-Курайской, Телецко-Чулышманской и др.). Образцы для трекового анализа апатита отбирались из палеозойских магматических пород. При условии, что указанные неотектонические блоки являются гомогенными, для характеристики каждого из них достаточно было опробовать поперечный разрез, с отбором образцов, расположенных на максимально различных гипсометрических уровнях. Выбранная стратегия отбора образцов на трековый анализ апатита позволяет проследить закономерности тектонического (главным образом неотектонического) развития регионов и выявлять объемы и скорости денудации. Кроме того, это дает возможность делать заключения об эволюции межгорных бассейнов и рельефа в целом, а также определять время реактивации разломных зон.

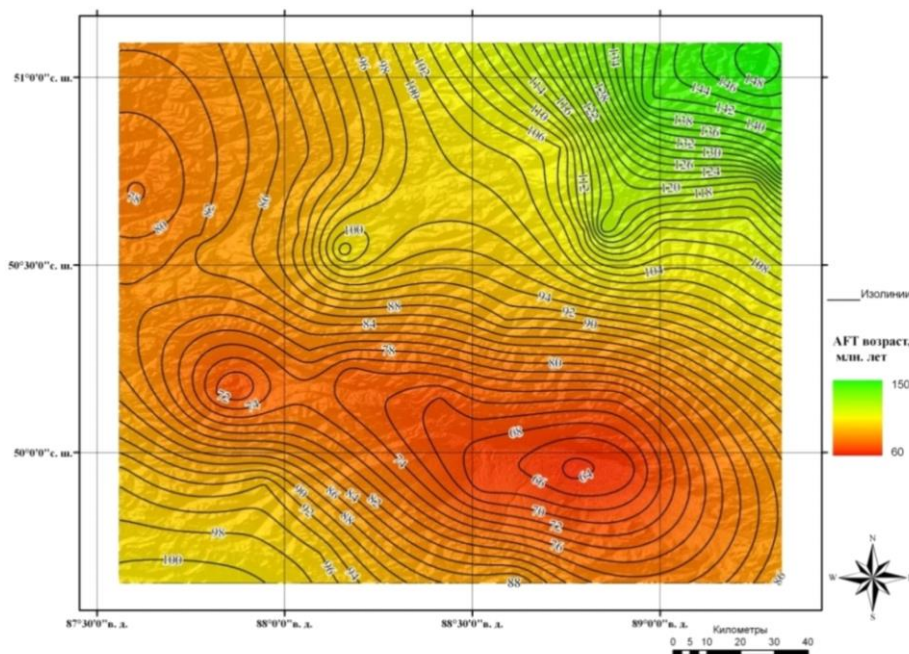


Рис. 1. Региональное распределение трековых возрастов Юго-восточного Горного Алтая.

*Интерпретация результатов.* Распределение трековых параметров (трековых возрастов и средних трековых длин) в региональном масштабе должны показывать соответствующие тенденции (рис. 1, 2).

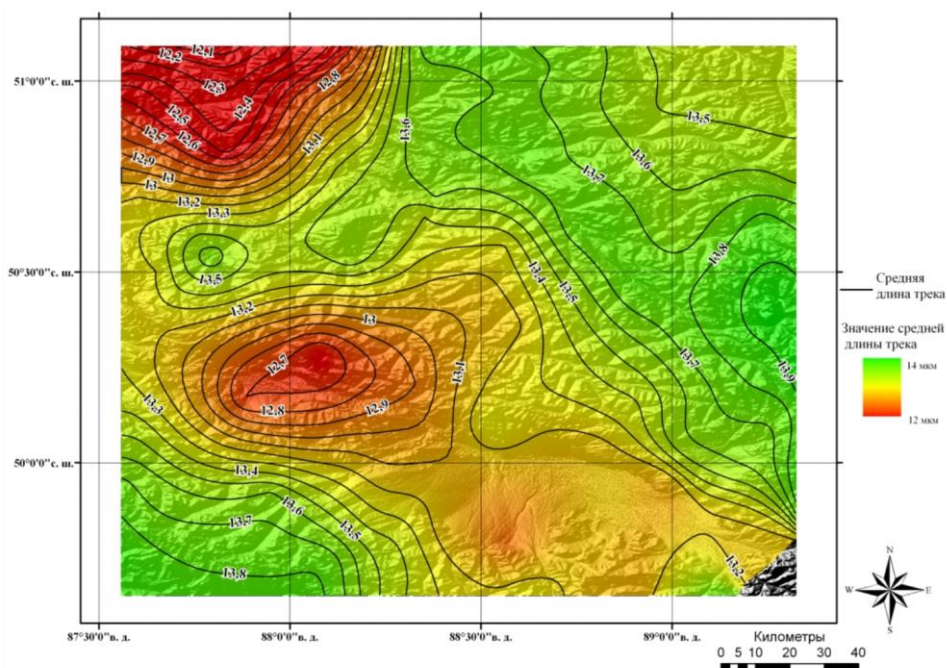


Рис. 2. Региональное распределение средних трековых длин Юго-восточного Горного Алтая.

Термальная история территории неоднородна, однако выявляются общие закономерности. Наиболее быстрое охлаждение произошло во временном интервале с 95 до 75 млн лет и за последние 5 млн лет. Относительно стабильное положение палеоизотерм отмечается в интервале от 55 до 25 млн лет.

На изменение положения палеоизотерм мог повлиять увеличивающийся тепловой поток (например, связанный с рифтогенезом или появлением плюма), локализованный магматизм или горячий поток флюида, денудация земной поверхности. На территории Горного Алтая активность мантийных плюмов в мезозойско-кайнозойское время не отмечается. Малоглубинные интрузии будут нарушать изотермы в нескольких метрах от контакта, такие термальные эффекты обычно очень локализованы в низкотемпературных условиях верхней части земной коры и редко оставляют отпечатки на региональных моделях [1]. Движение подогретых подземных вод в водоносных горизонтах также может вызвать широко распространенный отжиг треков. Такие системы могут существовать значительный промежуток времени, но, по мнению Глидоу [2], аномалии в трековых возрастах и искажения термальных историй рассматриваются как локализованный эффект. Таким образом, установлено, что охлаждение в приповерхностных условиях в пределах исследуемой территории контролируется тектонической и эрозионной денудацией. Следовательно, цифровые наборы трековых данных могут также использоваться для реконструкции региональных денудационных моделей. При условии, что денудация в активно развивающихся горных областях контролируется реактивацией разломных зон [3], смена областей с максимальной денудацией указывает на этапы активности различных зон разломов.

В результате проведенных исследований, на территории Юго-Восточного Горного Алтая выделено пять этапов с различными показателями объемов (скоростей) денудации за последние 95 млн лет. Во время первого этапа (75–95 млн лет) западная-северо-западная часть территории была подвержена мощной денудации, которая контролировалась активизацией Улаганской и Телецко-Чулышманской разломных зон. Показатели денудации на восточном-юго-восточном участке на этом временном интервале незначительны. Для второго этапа (55–75 млн лет) характерна высокая денудация в западной части

Курайско-Чулышманского неотектонического блока, которая свидетельствует об активности в этот период Курайского и Чарыш-Теректинского региональных разломов; активность Улаганской разломной зоны отмечается в меньшей мере. Во время третьего этапа (25–55 млн лет) вся территория Юго-Восточного Горного Алтая прибывала в стабильном тектоническом состоянии с минимальными объемами денудации. Четвертый этап в денудационной хронологии (15–25) млн лет отличается от третьего по незначительно повышенным объемам денудации в Курайско-Чулышманском блоке на фоне общей тектонической стабильности. В последние 15 млн лет (пятый этап) произошла реактивация разломных зон Юго-Восточного Горного Алтая с максимальными объемами денудации (в последние 5 млн лет) в неотектонических блоках вблизи Курайско-Чуйского прогиба, в зоне сочленения региональных позднепалеозойских разломных зон.

Изменение средней региональной скорости денудации юго-восточной части Горного Алтая (при постоянном распределении современного теплового потока) отражает три принципиально отличающихся тектонических этапа.

1. Позднемеловая – раннепалеогеновая тектоническая активность со средней региональной скоростью денудации от 20 до 60 м/млн лет.

2. Среднепалеогеновая – раннеэоценовая тектоническая стабильность со средней региональной скоростью денудации 5–15 м/млн лет.

3. Неоген-четвертичный тектонический импульс «ступенчатого» характера со средней скоростью денудации 25–90 м/млн лет.

## Литература

1. Foster D. A., Gleadow A. J.W., Structural framework and denudation history of the flanks of Kenya and Anza Rifts, East Africa // *Tectonics*, 1996, v. 15, p. 258–271.
2. Gleadow A. J.W., Kohn B. P., Brown R. W., O’Sullivan P. B., Raza A., Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent // *Tectonophysics*, 2002, v. 349, p. 5–21.
3. Glorie S., De Grave J., Buslov M. M., Zhimulev F. I., Elburg M. A., Van den haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*. 2012. v. 544–545. p. 75–92.
4. Kohn B. P., Gleadow A. J.W., Brown R. W., Gallagher K., O’Sullivan P. B., Foster D. A. Shaping the Australian crust over the last 300 million years: insights from fission track thermotectonic imaging and denudation studies of key terranes // *Australian Journal of Earth Sciences*, 2002. v. 49, p. 697–717.
5. Grave J., Buslov M. M., Van den Haute P., Dehandschutter B. Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basin systems in the southern Siberian Altai Mountains by apatite fission track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 29, 2007. p. 2–9.

# ГИБРИДНЫЙ ГИС-КОМПЛЕКС НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ В РЕЖИМЕ УДАЛЕННОГО ДОСТУПА

*Воробьев А. В., Шакирова Г. Р., Высоцкий И. А., Кильметов Э. А.*

Уфимский государственный авиационный технический университет (УГАТУ), г. Уфа, Россия  
e-mail: *gimslab@yandex.ru*

**Целью настоящих исследований является расширение теоретической базы; совершенствование известных и создание новых научно обоснованных методов и средств для аналитического контроля параметров геомагнитного поля, его вариаций и аномалий; разработка и внедрение новых приборов, информационных систем и программных комплексов в совокупности обеспечивающих высокую эффективность в области исследования параметров геомагнитного поля, его вариаций и аномалий.**

## HYBRID GIS COMPLEX OF NEW GENERATION FOR GEOLOGICAL SURVEY IN DISTANT MODE

*Vorobev A. V., Shakirova G. R., Vysocky I. A., Kilmotov E. A.*

Ufa State Aviation Technical University (USATU), Ufa, Russia  
e-mail: *gimslab@yandex.ru*

**The research is concerned with extending the theoretical basis; improving known and developing new scientific ways and approaches for analytical control of geomagnetic field, its variations and anomalies parameters; development of new devices, information systems and program complexes to provide high efficiency in study of geomagnetic field, its variations and anomalies parameters.**

В современном мире специалисты, научный интерес которых находится в области биологии, медицины, геофизики, геологии, техники, социологии, психологии и многих других наук, уделяют все большее внимание сопоставлению параметров внешних геомагнитных вариаций с тенденциями существования и развития под их влиянием объектов и систем различной природы происхождения, а также последующему анализу полученных результатов [1, 3].

В основе своей этот интерес несет в себе идею того, что, на основании накопленных статистических данных, некоторые составляющие ГМВ или их определенное сочетание с достаточной вероятностью могут непосредственно или косвенно воздействовать как на биологические, технические, геологические и прочие объекты и системы в целом, так и на человека в частности. Как результат, искаженные нормальные условия существования рассматриваемой системы вынуждают ее либо приспосабливаться к изменениям окружающей магнитной обстановки (посредством деформации, мутации и т. п.), либо продолжать существовать в ней в стрессовом (неустойчивом) режиме.

Хотя в ряде известных работ отечественных и зарубежных ученых (Афанасьев Ю. В., Котенко Г. И., Миловзоров Г. В., Ломаев Г. В., Ковшов Г. Н., Кириаков В. Х., Любимов В. В., Ripka P., Smith C., Schneider R., Wang D., Tipek A. и др.) дается весьма широкое представление о существующих подходах к оценке параметров слабых магнитных полей, построению на их основе магнитометрических ИИС и способах выявления их метрологических характеристик, однако, в силу относительно недавно сформировавшейся острой

актуальности ведения мониторинга параметров ГМП и его вариаций на сегодняшний день отсутствует унифицированный и эффективный подход к построению соответствующих многофункциональных аппаратно-программных комплексов.

Так, на сегодняшний день задача мониторинга параметров ГМП и его вариаций частично решается посредством сети магнитных обсерваторий – научных учреждений, в которых производятся параметрические наблюдения магнитосферы Земли и необходимые для них астрономические.

Кроме того, что практикуемый подход к регистрации параметров ГМП в целом не подвергался модернизации несколько десятилетий, детальный анализ показал, что в среднем по планете одна такая обсерватория приходится на площадь более  $5.1 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>.

В действительности по причине неравномерной плотности распределения магнитных обсерваторий по поверхности планеты критичность ситуации значительно усугубляется. Несложно констатировать факт, что максимальная плотность магнитных обсерваторий приходится на территорию европейской части материка и одновременно наблюдается их полное отсутствие на территории многих стран Азии, Африки и Южной Америки, население которых по численности зачастую превосходит население стран Западной Европы.

Другими словами, общая объективность данных, получаемых в результате применяемых методов, как относительно ряда крупных городов и промышленных центров (г. Карачи, Пакистан; г. Бангкок, Тайланд; г. Дубай, ОАЭ, г. Эр-Рияд, Саудовская Аравия; г. Манила, Филиппины, г. Вьентьян, Лаос и др.) так и ряда целых стран (Непал, Бангладеш, Камбоджа, Бахрейн, Чили и др.) представляется весьма условной.

Также современные подходы к аналитическому контролю параметров ГМВ не дают ответ на вопрос: насколько существенное воздействие на объект оказывают частные ГМВ, наблюдаемые в объеме существования этого объекта в среде невозмущенного анизотропного ГМП при условии его ненулевой угловой и / или линейной скорости. При этом, учитывая плотность пассажирского потока, передвигающегося на воздушном транспорте, известно, что такому воздействию непрерывно подвергается более 1.25 млн человек [5, 7].

Таким образом, обобщая выше сказанное, очевидно, что имеет место актуальная научная проблема, заключающаяся в необходимости расширения теоретической базы; совершенствовании известных и создании новых методов и средств для аналитического контроля параметров ГМП, его вариаций и аномалий; разработки и внедрении приборов, информационных систем и программных комплексов, в совокупности обеспечивающих высокую эффективность в области исследования параметров ГМП и его вариаций [2, 4, 6].

Значение решения научных и технических проблем в данной области для народного хозяйства первоначально состоит в повышении качества природной среды, увеличении безопасности техногенных объектов и срока их службы, а также в расширении автоматизации ряда производственных и технологических процессов.

## Литература

1. Воробьев А. В., Зигангиров Л. Р. Автоматизированная система управления подмагничиванием прецизионных магниторезистивных измерительных преобразователей // Приборы. 2011. № 4 (130). С. 24–27.
2. Воробьев А. В. Магнитные материалы и элементы электронных устройств. Уфа: УГАТУ, 2012. 154 с.
3. Воробьев А. В., Шакирова Г. Р. Магниторезистивные сенсорные модули: анализ, моделирование и расчет. LAP Lambert Academic Publishing OmniScriptum GmBh & Co. KG. Saarbrücken, Deutschland, 2014.
4. Воробьев А. В. Математическая модель анизотропного магниторезистивного датчика для инженерных расчетов // Вестник УГАТУ. 2012. Т. 16, № 1(46). С. 161–166.

5. Воробьев А. В. О возможности применения анизотропных магниторезистивных сенсоров в геоинформационных магнитометрических системах // Приборы. 2012. № 1 (139). С. 10–16.
6. Воробьев А. В. Синтез и верификация математической модели анизотропного магниторезистивного мостового сенсора // Датчики и системы. 2012. № 5. С. 40–45.
7. Воробьев А. В., Шакирова Г. Р., Попкова Е. А. Теоретические исследования, моделирование и анализ анизотропных магниторезистивных преобразователей// Фундаментальные исследования. 2014. № 6. С. 24–28.



# ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ АЛМАЗОВ ФОРМАЦИИ КАЛОНДА В БАСЕЙНАХ РЕК ЛУЭЛА И ШИКАПА (СЕВЕРО-ВОСТОК РЕСПУБЛИКИ АНГОЛЫ)

*Гизатуллина А. Х.*

НИГП АК «АЛРОСА», г. Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: *AlbinaGizatullina@yandex.ru*

**Рассмотрены литологические особенности, строение и минеральный состав отложений формации Калонда в бассейнах рек Луэла и Шикапа (северо-восток республики Ангола). Обосновано расчленение толщи на два циклита первого порядка (пакеты С-1 и С-2). Сделаны выводы об условиях осадконакопления пакетов. Выделен маркирующий горизонт С-1а, который можно использовать для корреляции разрезов и палеогеографических реконструкций.**

## LITHOLOGY AND STRATIGRAPHY OF DIAMONDIFEROUS FORMATION CALONDA LOCATED BETWEEN BASINS OF RIVERS LUELA AND SHIKAPA (NORTH-EAST OF REPUBLIC ANGOLA)

*Gizatullina A. K.*

«ALROSA» OJS Co, Saint Petersburg, Russia  
e-mail: *AlbinaGizatullina@yandex.ru*

**The lithological features, structure and mineral composition of formation located between river's basins Luela and Shikapa (northeastern Angola) were studied. Division of deposit into two first order cyclites called C-1 and C-2 was substantiated. The conclusions about conditions of cyclites sedimentation were made. Layer C-1a, which can be used for correlation of cores and paleogeographic reconstructions, was marked out.**

Отложения поздне меловой формации Калонда, широко развитые в пределах синеклизы Конго, изучены на территории северо-востока Анголы в долинах рек Луэлла и Шикапа (рис. 1).

Образования формации Калонда залегают на кристаллических сланцах, кварцитах, гранитоидах и других породах фундамента, а также на терригенных породах супергруппы Карру. Перекрываются образованиями толщи Калахари, мощность которой в изученных нами разрезах не превышает 35 м.

Начало формирования отложений формации Калонда определяется на основе корреляции по литологическим признакам с формацией Бакунгу в ДРК, которая датируется аптом-альбом по остракодам и филлоподам. Возраст формации (апт-турон, 120–95 млн лет) подтверждается датировками (К-Ar), полученными из прорывающих ее долеритов. [2]

В нижней части разреза встречаются россыпи алмазов, которые разрабатываются в настоящее время. Кроме того, толща содержит ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), которые сформированы за счет размыва меловых кимберлитовых трубок. В связи с поисками погребенных коренных и россыпных месторождений алмазов, на основе восстановления условий формирования терригенных коллекторов, изучение формации Калонда является важным этапом поисковых работ.

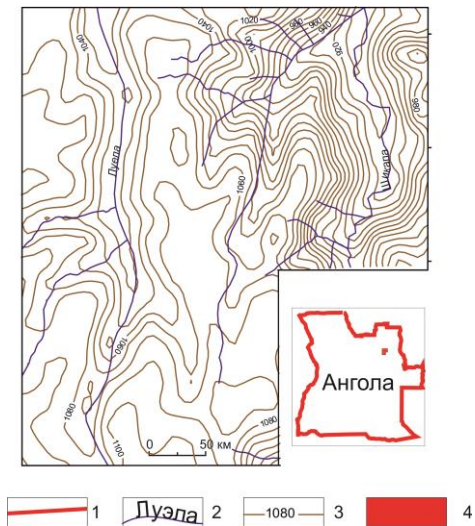


Рис. 1. Схема расположения изученной площади.

1 – границы Анголы; 2 – реки; 3 – изолинии; 4 – изученная площадь.

Образования формации Калонда, мощностью от 30 до 60 м, представлены красноцветной терригенной толщей пород, в которой выделяется два циклита I порядка (пакета): С-1 и С-2 (рис. 2). Они прослеживаются на всей изученной территории.

Разрез отложений пакета С-1 характеризуется мелкоциклическим строением. Как правило, выделяются два-три однотипных элементарных циклита, которые представляют собой постепенно утончающиеся вверх по разрезу образования. Мощности их варьируют от 1–2 м до 8 м. В основании элементарных циклитов залегают плохо сортированные конгломераты и гравелиты. Гравий и галька представлены преимущественно породами кристаллического основания. Базальные конгломераты формации достигают максимальной мощности (1–5 м) и содержат

россыпи алмазов. В грубообломочных образованиях местами проявлена косая слоистость. Вверх по разрезу конгломераты сменяются полимиктовыми песками и песчаниками. Они характеризуются косой, реже волнистой слоистостью, которая лучше проявляется в низах разреза, где ее угол может достигать 10–12 градусов. В верхах она становится более пологой (3–5°). Пески сменяются алевритами и аргиллитами, которые характеризуются

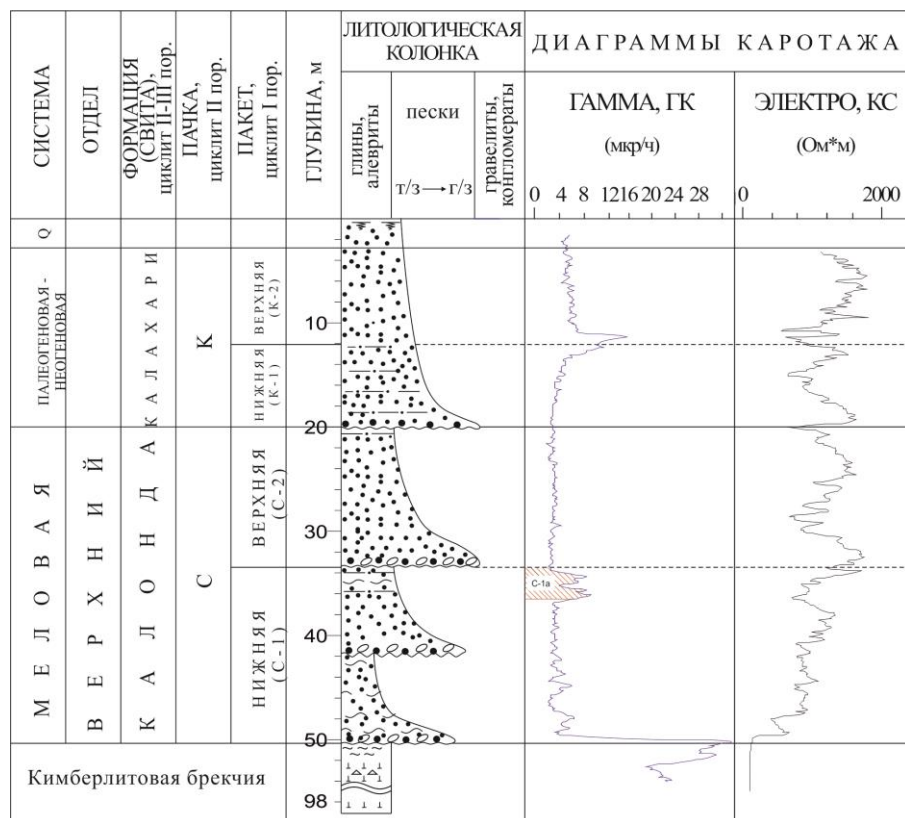


Рис. 2. Литологическая колонка по скважине 50.

пологоволнистой, близкой к горизонтальной, слоистостью, обусловленной изменением зернистости и цвета. Разрез циклита С-1 венчается пластом С-1а (0,5–3 м) алевролитов глинистых коричневого цвета, хорошо прослеживающимся на площади. Его можно рассматривать в качестве локального маркирующего горизонта.

Пакет С-2 представлен, как правило, одним элементарным циклитом, реже двумя. По особенностям строения они схожи с циклитами нижней части формации, но отличаются большими мощностями (от 11 до 22 м) и относительно тонким гранулометрическим составом, который характеризуется преобладанием тонко-мелкозернистых песков. В верхней части разреза формации Калонда фрагментарно встречаются горизонты мощностью 0,5–1,0 м, представленные образованиями латеритной коры выветривания. При расчленении разрезов по скважинам и их корреляции использованы данные гамма- и электрокаротажа. Результаты геофизических исследований скважин (ГИС), подтверждают выполненное на основе литологических данных расчленение отложений формации Калонда на циклиты (Рис. 2). В образованиях пакета С-1 значения гамма-активности, как правило, выше, сопротивлений – ниже, чем в породах циклита С-2. В разрезах хорошо выделяются максимальные значения гамма активности, которые соответствуют пласту С-1а. Данные, полученные при исследовании минерального состава песчаной составляющей опорной скважины 87, показали, что нижний пакет формации Калонда (С-1) отличается высоким содержанием гидроокислов марганца, повышенным количеством ожелезненного кварца и халцедона. Отложения нижней части разреза характеризуются повышенными значениями каолинита. Присутствие в основании формации калиевых полевых шпатов, кислого плагиоклаза, мусковита, кальцита и гидрослюд, а так же смектита свидетельствует о незначительном удалении от источника сноса. Данные отложения формировались преимущественно за счет размыва каолиновой коры выветривания, развитой по породам кислого состава, из которых привносился ожелезненный кварц и гидроокислы марганца.

Для отложений пакета С-2 характерно увеличение доли ильменита и гидроокислов железа за счет сокращения содержания гематита. К началу формирования отложений верхней части разреза формации Калонда коры выветривания, вероятно, были в значительной мере размывы.

Найденная единичная пыльца cf. *Caria* sp. в пачке С-1, споры и пыльца в пачке С-2 – *Polypodiaceae* gen indet., *Lygodium* sp. и *Tricolpites* sp. не позволили уточнить возраст, но указали на формирование отложений в условиях жаркого, переменного влажного тропического климата [1].

Таким образом, литологические особенности отложений формации Калонда, их минеральный состав, значения гамма-активности и сопротивлений, указывают на сходные, но не идентичные условия формирования верхней и нижней частей разрезов (циклитов С-1 и С-2). Образование толщи происходило в условиях жаркого, переменного влажного климата. Элементарные циклиты отражают смену условий осадконакопления от русловых к пойменным и старичным. Отложения циклита С-1 формировались в менее крупных реках, чем С-2, преимущественно за счет размыва коры выветривания кислых пород. Пласт С-1а, можно рассматривать в качестве локального маркирующего горизонта и использовать с целью корреляции разрезов и палеогеографических реконструкций.

## Литература

1. Основы палеонтологии: Справочник для палеонтологов и геологов СССР. В 15 т. Т.14, 15 / Гл. ред. Ю. А. Орлов. – М.: Акад. наук СССР, 1959.
2. Пояснительная записка к геологической карте Анголы масштаба 1 : 1 000 000. – Луанда, 1992.

**КАЛЬДЕРООБРАЗУЮЩЕЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ЛЬВИНОЙ ПАСТИ  
(о. ИТУРУП, ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ) – КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ ЭКСПЛОЗИВНОЕ  
ИЗВЕРЖЕНИЕ НА РУБЕЖА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА**

*Дегтерев А. В.<sup>1</sup>, Рыбин А. В.<sup>1</sup>, Арсланов Х. А.<sup>2</sup>, Коротеев И. Г.<sup>1</sup>, Чибисова М. В.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: *d\_a88@mail.ru*

Приводятся результаты комплексных геолого-вулканологических исследований, направленных на изучение кальдерообразующего извержения Львиной Пасти – крупнейшего на Южных Курильских островах эксплозивного извержения, происшедшего на рубеже позднего плейстоцена-голоцена. Полученные данные свидетельствуют о том, что в самом конце позднего плейстоцена с кальдерой Львиная Пасть, ассоциировалось, по крайней мере, два крупных эксплозивных извержения (индексы вулканических событий – LP-I и LP-II), происшедших последовательно с интервалом в несколько сотен лет: ~13000 и ~12300 л. н., соответственно. Каждое из них по своему типу было плинианским и сопровождалось массовым выбросом кислой пироклаستيкулы. Важно отметить, что рассматриваемые вулканические события, оказали существенное влияние на природную среду в региональном и, возможно, в глобальном масштабе.

**CALDERAFORMING ERUPTION OF LVINAYA PAST VOLCANO  
(ITURUP ISL., SOUTH KURILES) – THE CATASTROPHIC EXPLOSIVE ERUPTION  
AT THE BOUNDARY OF LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE**

*Degterev A. V.<sup>1</sup>, Rybin A. V.<sup>1</sup>, Arslanov H. A.<sup>2</sup>, Kororteyev I. G.<sup>1</sup>, Chibisova M. V.<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

<sup>2</sup>Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia  
e-mail: *d\_a88@mail.ru*

The results of complex geological and volcanological researches of the calderaforming eruption of Lvinaya Past volcano. This is the largest explosive eruption on the South Kuriles during late Pleistocene-Holocene. We suggest that in the end of the Late Pleistocene with Lvinaya Past volcano associated at least two major explosive eruption (indices volcanic events – LP-I and LP-II), which took place at a time every few hundred years: ~ 13,000 and ~ 12,300 BP, respectively. Each of them is of the type plinian and was accompanied by a massive release of acidic pyroclastics. It is important to note that the considered volcanic events had a impact on the environment in regional and possibly global scale.

Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти в южной части о. Итуруп (Южные Курилы) относится к числу наиболее крупных вулканических событий, происшедших на Курильских островах на рубеже позднего плейстоцена и раннего голоцена. В результате этого мощного извержения образовалась кальдера диаметром ~9 км и глубиной ~1 км, полость которой была заполнена водами Охотского моря и образовала бухту. Общий объем выброшенной, преимущественно кислой пироклаستيкулы составил, по разным оценкам, от 20 до 80 куб. км. Неординарность произошедшего извержения, обусловленная его значительной силой и повлекшей за собой существенный геологический, экологический (в т. ч. потенциальный климатический) эффекты, делает кальдеру Львиная Пасть одним из самых

интересных объектов для палеовулканологических и палеогеографических исследований на Курильских островах. Несмотря на это, до настоящего времени она остается практически не изученной.

Кальдера Львиная Пасть расположена в юго-западной части о. Итуруп. Кальдерная впадина заполнена водами Охотского моря, с которым она соединяется посредством пролива шириной ~5 км. В его средней части расположен небольшой скалистый остров – Камень-Лев (абс. выс. – 168 м), который и дал название кальдере. В средней части кальдеры глубины варьируют в пределах 400–450 м, при максимуме ~535 м. В плане она имеет форму эллипса, длинная ось которого вытянута в меридиональном направлении. Его размеры в поперечнике – 7×9 км, площадь кальдерной полости – ~50 км<sup>2</sup> (для сравнения площадь кальдеры Курильского озера – крупнейшего кальдерообразующего голоценового извержения на Камчатке – 76 км<sup>2</sup>). Средние отметки высот гребня кальдеры (хр. Безводный) составляют 300–400 м, максимальная – 526 м. Внутренние стенки кальдеры крутые, местами вертикальные. В них обнажаются многочисленные потоки лав и пирокластики, почти повсеместно пронизанные дайками основных пород.

Состав пород варьирует от базальтов до дацитов (48,96–74,81 SiO<sub>2</sub>, 0,32–2,27 K<sub>2</sub>O), при этом постройка вулкана сложена преимущественно основными вулканитами, в то время как как пирокластика кальдерообразующего извержения имеет кислый состав, что было отмечено всеми исследователями [6–8].

Первые сведения о геологическом строении кальдеры Львиная Пасть содержатся в работе Г. С. Горшкова (1967). По-видимому, он был одним из первых, кто указал на генетическую связь пемзовопирокластических отложений южной части острова, с форированием кальдеры Львиная Пасть (3). Вещественный состав продуктов рассмотрен в [6–8]. В работах [2, 4, 5] приводятся данные о возрасте и объемах кальдерного извержения. В публикации В. И. Бондаренко (1991) представлены результаты сейсмоакустических исследований, выполненных для района бухты Львиная Пасть.

В 2013 г. авторами были проведены комплексные геолого-вулканологические исследования, направленные на изучение кальдерообразующего извержения Львиной Пасти, результаты которых представлены в предлагаемой публикации. Основным районом проведения полевых работ была южная часть залива Доброе Начало. Полевые работы включали геоморфолого-вулканологические и стратиграфические исследования. В ходе этих работ подробно изучались отложения кальдерообразующего извержения, вскрытые в береговых уступах и эрозионных врезах. Общее количество точек наблюдения пирокластических отложений, ассоциирующихся с формированием кальдеры Львиная Пасть, составило не менее 15.

В пределах исследуемого района уверенно выделяется два комплекса пирокластических отложений, каждый из которых отвечает отдельному очень мощному вулканическому извержению. Каждому из них присвоены индексы – LP-I и LP-II, соответственно. Наличие между ними ярко выраженного хорошо гумусированного горизонта погребенной почвы указывает на то, что извержения произошли с разницей в несколько сотен лет.

Полученные данные свидетельствуют о том, что на рубеже позднего плейстоцена-раннего голоцена с кальдерой Львиная Пасть, ассоциировалось по крайней мере два крупных эксплозивных извержения (индексы вулканических событий – LP-I и LP-II), происшедших последовательно с интервалом в несколько сотен лет: ~13000 и ~12300 л. н., соответственно. Каждое из них по своему типу было плиннианским и сопровождалось массовым выбросом кислой пирокластики. Важно отметить, что рассматриваемые вулканические события, оказали существенное влияние на природную среду в региональном и, возможно, в глобальном масштабе. В пределах южной части о. Итуруп, оказавшейся погребенной

бенной под многометровыми толщами пирокластики, произошла полная перестройка ландшафтной структуры на площади более чем 100 км<sup>2</sup>. Значительному воздействию подверглись зоны наиболее интенсивных пеплопадов.

### Литература

1. Бондаренко В. И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44–53.
2. Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5–32.
3. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги.– М.: Наука, 1967. 288 с.
4. Грабков В. К. Новые данные о геологическом строении о. Итуруп // ДАН СССР. 1973. Т. 212, № 6. С. 1409–1412.
5. Камчатка, Курильские и Командорские острова / отв. ред. И. В. Лучицкий.– М.: Наука, 1974. 528 с.
6. Кичина Е. Н., Остапенко В. Ф. Геолого-петрографическая характеристика четвертичных лав кальдерных вулканов Курильских островов // Вулканические и вулкано-плутонические комплексы Востока Азии: Труды Второго Дальневосточного петрографического совещания.– Владивосток, 1976. С. 45–53.
7. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Пушаровский Ю. М.– М.: Наука, 1992. 528 с.
8. Федорченко В. И., Абдурахманов А. И., Родионова Р. И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис.– М.: Наука, 1989. 237 с.

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ СНОСА В БАРЕНЦЕВОМОРСКОМ ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ В ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

*Зинченко В. Н., Юшина А. С., Лаврентьева М. А.*

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского  
(ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: *Anna\_Yushina@vsegei.ru*

## THE LITHOLOGICAL-PALEO GEOGRAPHIC RECONSTRUCTION AND RECOGNIZED OF THE SOURCE AREAS OF THE BARENTS SEA BASIN IN THE TRIASSIC

*Zinchenko, V. N., Yushina A. S., Lavrent'eva M. A.*

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FGUP «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia  
e-mail: *Anna\_Yushina@vsegei.ru*

Фациальные обстановки осадконакопления и их палеогеографические реконструкции являются ключевыми моментами в понимании строения осадочных бассейнов. Изучение эволюции региона в заданный период позволяет выявить расположения наиболее перспективных областей и зон, благоприятных для скопления залежей углеводородов.

При создании палеореконовструкций важен прежде всего комплексный подход к изучению проблемы. Изучение материалов керна, петрографических данных, дополнительные исследования по анализу тяжелой фракции и данные изотопии – все вместе позволяет восстановить фациально-палеогеографические условия осадконакопления, уточнить границы районов развития песчаных коллекторов повышенной мощности и получить данные об их физических свойствах и свойствах изолирующих горизонтов.

В триасовое время на территории Баренцевоморского седиментационного бассейна происходит формирование отложений, перспективных для продуцирования углеводородов. В геологической истории, в триасовый период, подходит к концу важнейший этап в развитии Баренцево-Карского региона – коллизионно-орогенная стадия развития Уральско-го палеоокеана [1]. В предшествующее позднепермское время происходит неравномерное поднятие территории и перерыв в осадконакоплении. В начале триаса поступление терригенного материала возобновляется и под влиянием процессов седиментации происходит общее постепенное погружение территории бассейна.

В раннем триасе территория представляет собой осадочный бассейн, аккумулирующий материал, в большом количестве поступающий от юго-восточных источников сноса. Условно, Баренцевоморский бассейн можно разделить на три части: Юго-Восточная часть бассейна, Южно-Баренцевоморская впадина и Северо-Баренцевоморская впадина.

Юго-Восточная часть, включающая Тимано-Печорский регион и Печорскую плиту, представляет собой приподнятую сушу – область размыва или транзита осадков (Рис. 1а).

Мощность отложений составляет порядка 600–800 метров. В разрезе ритмично чередуются песчаники, алевролиты и глины, что позволяет нам выделить обстановки континентального аллювиального осадконакопления (Рис. 1а). Фациальная обстановка такого типа сохраняется на юго-востоке территории до конца триаса.



Южно-Баренцевоморская впадина на протяжении триасового периода представляет собой депоцентр осадконакопления. Обстановки осадконакопления меняются с континентально-переходных на полностью континентальные (рис. 1а-в). По мере удаления от источника сноса, доля глинистого материала существенно увеличивается. Зона осадконакопления сменяется на преимущественно озерно-аллювиальную. Граница между зонами не фиксированная и испытывает постоянное смещение во времени в сторону морского побережья. Отложения наращивают мощность до 1000 м и представлены ритмичным чередованием пачек «песчаник-алевролит-аргиллит» с резким контактом нижних пластов.

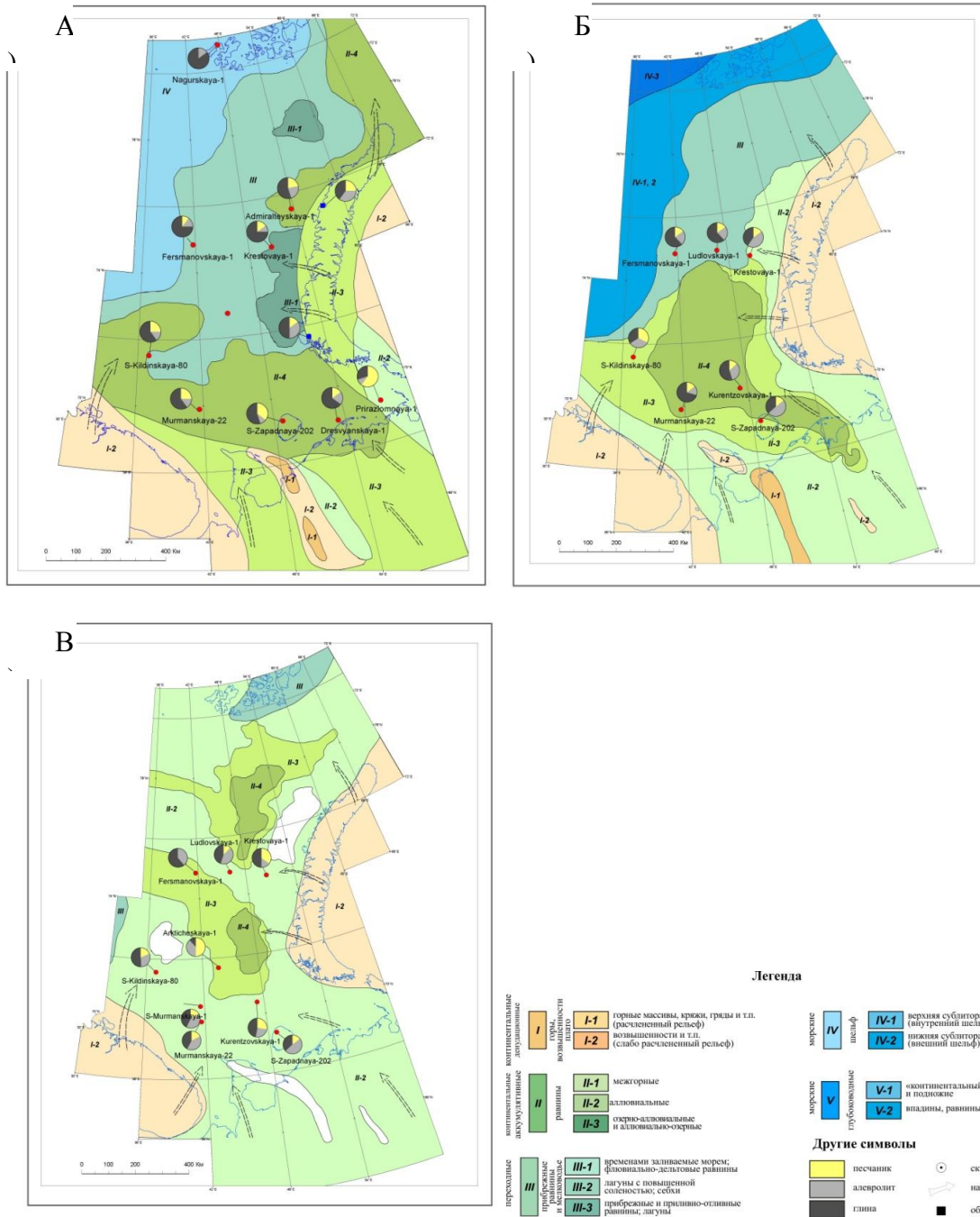


Рис. 1. Палеогеографические реконструкции Восточной части Баренцевоморского осадочного бассейна в триасовый период: а) индский век, б) анизийский век, в) норийский век.

Северо-Баренцевоморская впадина являлась вторым депоцентром осадконакопления в течение триасового периода и аккумулировала отложения преимущественно морского типа. В нижнем и среднем триасе территорию впадины занимает обширная переходная зона (Рис. 1а, 1б). Данную фациальную зону можно определить как переходную от континентальных обстановок к морским. Предполагается, что это была приморская равнина, с многочисленными заливами, лагунами, крупными озерами с флювиальными поясами и дельтами. Во время кратковременных трансгрессий значительные площади оказывались под водой. Комплекс отложений в пределах переходной зоны залегает на глубинах в основном выше 3500–4000 м и, поэтому мало доступен для бурения.

В Западной части баренцевоморского бассейна в нижнем и среднем триасе выделяются обстановки морского осадконакопления. О подобных условиях говорят отложения скважины Нагурская 1, данные которой интерполированы на западную часть бассейна. Граница между переходной и морской зоной выделена исследователями ранее [1], но кое-где скорректировано по новым данным сейсмических профилей, карте мощностей и анализу гравитационного и магнитного полей. В конце триаса эта зона так же полностью замещается отложениями континентальных обстановок осадконакопления.

В позднем триасе в регионе стабилизировалась тектоническая активность. Климат стал устойчивым гумидным, исчезла красно- и пестроцветная окраска пород, а в некоторых регионах появились заболоченные равнины [2, 3]. Осадконакопление шло на фоне общей регрессии, что привело к осушению, размыву и переотложению уже существующих комплексов на большей части территории. Практически всю территорию занимают обстановки равнинной седиментации с высоким содержанием русловых песчаных отложений (Рис. 1в), детально спрогнозировать которые достаточно сложно, ввиду дефицита материала. Разрез характеризуется чередованием ритмов «песчаник-глина-алевролит-глина», практически повсеместно наблюдается присутствие растительного детрита. В течение триасового периода седиментация в Баренцевоморском бассейне имела лавинообразный характер.

Основная масса материала на территории бассейна поступала от юго-восточных источников сноса. На основе выполненных лабораторных исследований и обобщения имеющихся данных выявлено, что для всего нижнего триаса является типичным содержание большого количества минералов группы эпидот-цоизита (Рис. 2а), также черных рудных минералов и неопределимых титанистых, характеризующих Уральскую область сноса, так как это также является характерной чертой нижнего триаса Приуралья и Тимано-Печорской области [5] и связано с размывом зелено-каменных пород. Основными источниками поставки обломочного материала являлись Герциниды (Уралиды) 370–250 млн лет и Тиманский ороген 580–525 млн лет, что подтверждается распределением возрастов обломочных цирконов из отложений скважины Ферсмановская-1 и с Земли Франца-Иосифа. Также наличие обломочных цирконов (скважина Ферсмановская-1), близких по возрасту к возрасту вмещающих их песчаников, как и данные изотопных Sm-Nd [1] и геохимических исследований, указывают на существование островных дуг в раннем триасе.

В среднем триасе наблюдается наибольший выход тяжелой фракции, снижение минералов группы эпидот-цоизита, содержание которого незначительно и наблюдается на о. Колгуев и в скважине Арктическая-1, когда как содержания устойчивых минералов: титанистых, черных рудных остаются постоянными в тяжелой фракции (Рис. 2б), указывающими на то, что продолжала существовать единая минералогическая провинция уральского горного сооружения. Также появляются следующие минералы: пирит, гидроокислы железа, гранат, хромшпинелиды. По данным определения возраста цирконов в скважине

Нагурская и Фермановская-1 выявлено, что источниками сноса для отложений среднего триаса служили герциниды Уральского орогена (Полярный Урал и Новая Земля) 370–250 Ма и тиманиды (580–525 Ма). Среднетриасовые песчаники Земли Франца-Иосифа характеризуются наличием зерен байкальского возраста [1], В. И. Устрицкий и В. Д. Дибнер также указывали на размыв древнего континента [4].

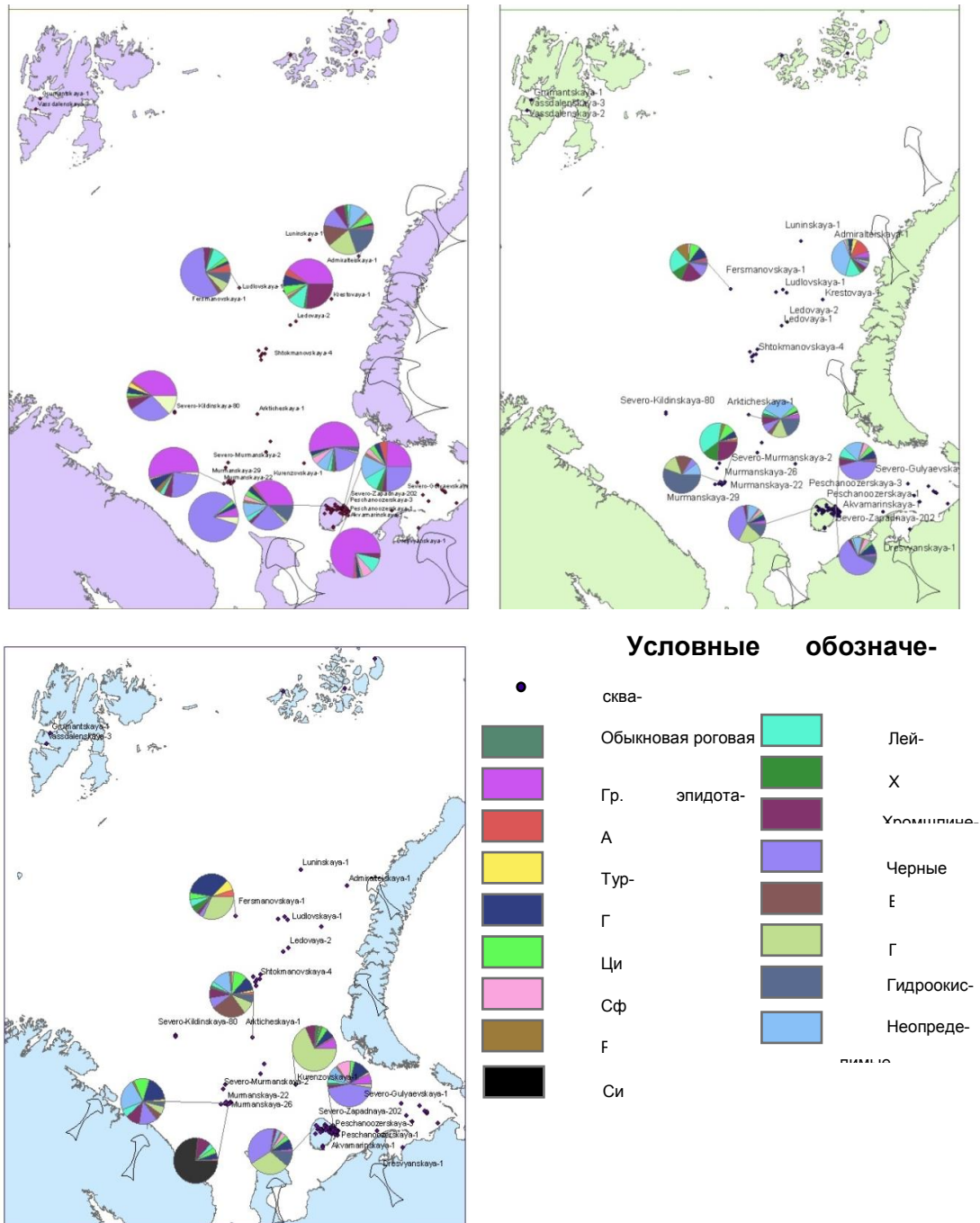


Рис. 2. Распределение минералогических комплексов тяжелой фракции пород из скважин восточной части шельфа Баренцева моря: а) нижний триасовый отдел, б) средний триасовый отдел, в) верхний триасовый отдел.

В верхнем отделе триаса каких либо закономерностей распространения минералогических провинций не обнаруживается скорее всего это обусловлено не недостаточным количеством данных, но можно предположить, что источники сноса оставались не измененными. На Песчаноозерской площади острова Колгуев наблюдается как и в среднем отделе триаса повышенные содержания черных рудных минералов, а вот содержания минералов группы эпидот-цоизита увеличиваются, также сфена и граната, когда содержания титанистых минералов и лейкоксена снижаются. А в скважине Арктическая-1 содержания титанистых неопределимых минералов, пирита, хром-шпинели, черных рудных остаются неизменными, а содержания граната и циркона значительно увеличиваются, также они увеличиваются в скважине Мурманская-22 (Рис. 2в). В скважине Мурманская-22 наблюдается резкое падение содержания гидроокислов железа и барита и пирита, а содержание неопределимых титанистых и черных рудных остаются примерно теми же, появляются минералы хромшпинели, лейкоксена, турмалина. Датировка возрастов цирконов на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа, в скважинах Лудловская и Куренцовская, указывает на то, что в источниках сноса преобладали породы герцинского возраста, также заметно увеличение количества обломков цирконов с возрастом древнее 900 млн лет, указывающими в интервале 900–1600 млн лет на перемыч древних осадков, а более 1800 млн лет на эрозию фундамента древней платформы, что наблюдается в составе тяжелой фракции, и продуктов размыва тиманид (515–680 млн лет) [1].

#### Литература

1. Smelov M., Petrov O. V., Larssen G. B., Werner S. Atlas. Geological History of the Barents Sea Trondheim. Norway. 2009. 135 p.
2. Баренцевская шельфовая плита/ Ред. И. С. Грамберг, Л.. 1988. 263 с.
3. Басов В. А., Василенко Л. В., Вискунова К. Г. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. № 4, [http://www.ngtp.ru/rub/2/3\\_2009.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2009.pdf).
4. Дибнер В.Д, Литология и условия формирования мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа// Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики.1962. 186 с.
5. Удовиченко Л. А. Минералого-петрографические критерии расчленения триасовых отложений Северного Приуралья// Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. 1988. 134–145 с.

# МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ: РЕЗУЛЬТАТ КОНВЕРГЕНЦИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЙ ОСТРОВ-ОСТРОВНАЯ ДУГА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)

*Куликова А. В.*

Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск, Россия  
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет (НГУ),  
г. Новосибирск, Россия, e-mail: *Ak\_Cool@mail.ru*

**В работе рассмотрены структура и вещественные комплексы пород Курайской аккреционной призмы и входящего в нее Чаган – Узунского офиолитового массива. Приведены результаты петрографического, геохронологического и петро-геохимического изучения метаморфических пород. По этим данным составлена модель формирования метаморфических пород за счет базальтов океанической коры, подверженных субдукционному и динамотермальному метаморфизму.**

## FORMATION MODEL OF THE KURAI ACCRETIONARY PRISM: RESULT OF SEAMOUNT AND ISLAND ARC CONVERGENCE (SOUTH-EASTERN PART OF THE GORNY ALTAI)

*Kulikova A. V.*

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (IGM SB RAS), Novosibirsk, Russia  
Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk, Russia  
e-mail: *Ak\_Cool@mail.ru*

**This paper presents the structure of Kurai accretionary prism and Chagan – Uzun ophiolitic massif (south-eastern part of the Gornyy Altai). Geochronological data, petrography and petrogeochemistry of metamorphic rocks are given. On this showing the formation model of metamorphic rocks is composed. Under this model metabasalts of oceanic crust are exposed of subduction and dynamothermal metamorphism.**

В пределах Горного Алтая выделяются [1–7] следующие геодинамические комплексы, сформированные в Кузнецко-Алтайской активной окраине Сибирского континента: 1) примитивной венд-раннекембрийской островной дуги с толеит-бонинитовыми сериями пород; 2) аккреционной призмы, состоящей из тектонических пластин нижнекембрийских олистостром, венд-раннекембрийских вулканогенных и кремнисто-карбонатных пород симаунтов (Бийско-Катунского, Кадринского и Баратальского), пластины метаперидотитов и серпентинитового меланжа с блоками высокобарических пород (Чаган-Узунские океанические офиолиты и др.); 3) развитой кембрийско-раннеордовикской островодужной системы с известково-щелочными и шохонитовыми сериями пород; 4) преддугового прогиба, выполненного среднекембрийско-раннеордовикскими турбидитами (Ануйско-Чуйская зона). Изучение перечисленных геодинамических единиц, наиболее полно представленных в Курайской зоне, позволило реконструировать особенности субдукционно-коллизионных процессов на ранних стадиях формирования складчатых структур Горного Алтая, которые развивались по аналогии активной окраины западной части Тихого океана.

Курайская аккреционно-коллизионная зона прослеживается на расстоянии более 100 км при ширине до 40 км в юго-восточной части Горного Алтая. В ее состав входят различные по составу и размерам тектонические пластины, состоящие из фрагментов океанической коры (офиолитов и палеоокеанических островов). Наиболее крупным офиоли-

товым массивом является Чаган-Узунский, породы которого в различной степени метаморфизованы.

Чаган – Узунский офиолитовый массив расположен на левобережье р. Чуя около пос. Чаган – Узун и представляет собой нижнюю структурную единицу Курайской аккреционно-колизонной зоны. Он состоит из серии тектонических пластин. На офиолитовом массиве залегают метавулканогенно-осадочные породы Баратальского палеосимаунта и металистострома.

Нижняя пластина Чаган-Узунского массива в левобережье р. Чуя представлена базальтами, метаморфизованными в зелено-сланцевой фации. Выше залегает пластина массивных и сланцеватых серпентинитов, которые содержат будинированные и деформированные дайки габбро, габбро-диабазов и диабазов, а также узкую (до первых десятков метров) тектоническую пластину амфиболитов, содержащей комплекс рассеянных даек габбро-диабазов и плагиогранитов. Внешние и выклинивающиеся зоны габброидов сложены родингитами [4].

На контакте перидотитов с N-MORB базальтами сформирована пластина амфиболитов предположительно динамотермального происхождения. Вблизи контакта с перидотитовой пластиной N-MORB базальты метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, а по мере удаления от контакта степень метаморфизма снижается до зеленосланцевой фации с сохранением реликтов подушечных текстур. K-Ar возраст амфиболитов по амфиболу составляет  $523 \pm 23$  млн лет [1].

Верхняя пластина сложена ультрабазитами, представленными в верхней части перидотитами, а в нижней – массивными серпентинитами. В основании пластины картируется серпентинитовый меланж с включениями глыб массивных серпентинитов, зеленых сланцев, эклогитов и гранатовых амфиболитов, а также крупных чешуй, состоящих из неоднородно-метаморфизованных пород. Мощность чешуй достигает 200 м. Выше залегает отдельная пластина гранатовых амфиболитов, мощностью до 50 м.

K-Ar возраст амфиболов из эклогитов составляет  $535 \pm 24$  млн лет, а амфиболы из секущих зон гранатовых амфиболитов –  $487 \pm 22$  млн лет. Близкий K-Ar возраст в  $473 \pm 13$  млн лет имеют амфиболы гранатовых амфиболитов из вышеописанной отдельной пластины [1]. Ar-Ar возраст амфиболов из эклогитов группируется в два пика – 636–627 и 586–573, а фенгитов, локализующихся в зонах рассланцевания эклогитов – 569–565 млн лет [6; 7; 3]. Первый возраст можно интерпретировать, как возраст метаморфизма при субдукции, а второй, как возраст эксгумации. Поверхности тектонических пластин Баратальского палеосимаунта выполнены гранат – мусковитовыми и мусковитовыми сланцами. Ar – Ar возраст мусковита составляет  $585 \pm 6$  млн лет [3].

Блоки зеленых сланцев из серпентинитового меланжа ориентированы согласно общей линейности и достигают размеров по длине до 10 м и мощности до 3–5 м. Зеленые сланцы имеют обломочную текстуру и могли быть образованы в результате метаморфизма олистостромы. K-Ar возраст метаморфических минералов (хлорита и смеси хлорит-мусковит) определен как  $540 \pm 20$  и  $567 \pm 11$  млн лет [1]. Он отвечает интервалу конец венда-ранний кембрий и свидетельствует о зеленосланцевом метаморфизме в зоне субдукции при погружении в нее фрагментов пород (олистостром) аккреционного клина.

Можно предполагать, что верхняя пластина с эклогитами в меланже представляет собой субдуцированный комплекс пород, а амфиболиты в подошве нижней пластины были сформированы при вхождении горячих офиолитов в состав аккреционного клина. Здесь они воздействовали на базальты океанической коры, которые уже были в составе аккреционного клина.

Гранатовые амфиболиты, амфиболиты и эклогиты относятся по петрохимическим и геохимическим характеристикам к N-типу базальтов срединно океанических хребтов.

Баратальский террейн, офиолиты и серпентинитовый меланж с блоками высокобарических пород Чаган-Узунского массива, а также олистостромы слагают чешуйчатую структуру Курайской аккреционной призмы. Она стратиграфически перекрыта турбидитами раннего-среднего кембрия, которые сменяются по простиранию дистальным флишем Ануйско-Чуйского преддугового прогиба.

Изложенные выше данные позволяют уточнить предложенную ранее [1, 6] модель формирования Кузнецко-Алтайской островной дуги в вендне-раннем ордовике где предполагалось проявление коллизионных процессов внутри зоны субдукции, приведших к формированию аккреционной призмы с включениями офиолитов, высокобарических пород и вулканогенно-осадочных образований Баратальского палеосимаунта. Выделяется пять стадий в формировании в целом венд-кембрийской островодужной системы Горного Алтая и в частности аккреционного клина Курайской зоны:

1) В рифее на краю Сибирского континента формируется Кузнецко-Алтайская островная дуга. Субдукция океанической коры приводит к заложению Уйменско-Лебедской примитивной островной дуги. Внутри океана действуют горячие точки, приведшие к образованию палеоимаунтов.

2) В позднем рифее – раннем венде в зоне субдукции начинают формироваться высокобарические породы, примитивная дуга развивается до вулканов центрального типа, закладывается аккреционный клин, состоящий в основном из продуктов разрушения верхнего слоя океанической коры. Вулканические острова приближаются к зоне субдукции и покрываются мощным чехлом кремнисто-карбонатных осадков.

3) В позднем венде происходит столкновение симаунтов с островной дугой, что приводит к заклиниванию зоны субдукции и обратным течениям вещества в Курайском аккреционном клине. В кембрии, как результат этого столкновения, происходит вывод метаперидотитов Чаган-Узунского массива и серпентинитовых меланжей с эклогитами к поверхности склона дуги. Образование динамотермальных пород по базальтам N-MORB. Палеосимаунты входят в состав аккреционного клина, а зона субдукции закладывается на новом месте, переместившись в сторону океана.

4) В конце кембрия – начале ордовика субдукционные процессы приводят к формированию известково-щелочных вулканитов и батолитов зрелой островной дуги Горного Алтая, фундаментом для которой служит кора переходного типа, состоящая из венд-раннекембрийских пород аккреционного клина и Уйменско-Лебедской примитивной островной дуги.

5) В конце среднего кембрия – раннем ордовике вулканические процессы затухают, а желоб и преддуговой прогиб заполняется обломочным материалом, образованном при разрушении аккреционных призм и островной дуги.

## Литература

1. Буслов М. М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 82–93.
2. Буслов М. М., Сенников Н. В., Ивата К., Зыбин В. А., Обут О. Т., Гусев Н. И., Шокальский С. П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (6), с. 789–798.



3. Буслов М. М., Джен Х., Травин А. В., Отгонбатор Д., Куликова А. В., ЧенМинг, Семанков Н. Н., Рубанова Е. С., Абилдаева М. А., Войтишек А. Э., Трофимова Д. А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10, с. 1600–1627.
4. Добрецов Н. Л., Симонов В. А., Буслов М. М., Куренков С. А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, № 12, с. 3–14.
5. Добрецов Н. Л., Буслов М. М., Сафонова И. Ю., Кох Д. А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 12, с. 1383–1405.
6. Buslov M. M., Watanabe T., Saphonova I. Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gornyy Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Res., 2002, v. 5, p. 781–800.
7. Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M. M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gornyy Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 30, p. 666–695.

## ТЕХНОЛОГИЯ СОСТАВЛЕНИЯ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ КАРТ МОНИТОРИНГА С ИХ ПЕРВИЧНЫМ МОРФОСТРУКТУРНЫМ АНАЛИЗОМ

*Лукина Л. А., Мовчан И. Б.*

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (Горный университет),  
г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: [lukina.liubov@gmail.com](mailto:lukina.liubov@gmail.com)

**Описана технология составления цифровых моделей карт мониторинга с их первичным морфоструктурным анализом. Алгоритм включает в себя создание исходного цифрового массива, трассирование возможных элементов структурного контроля эталонных объектов, и, в итоге, моделирование земной поверхности. Применение технологии позволяет осуществить планирование наземных детализационных работ.**

## TECHNOLOGY OF DIGITAL MODELING OF MONITORING MAPS INCLUDING PRIMARY MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS

*Lukina L. A., Movchan I. B.*

National Mineral Resources University (University of Mines), Saint-Petersburg, Russia  
e-mail: [lukina.liubov@gmail.com](mailto:lukina.liubov@gmail.com)

**Technology of digital modeling of monitoring maps is described, including primary morphostructural analysis. The algorithm consists of creating an initial digital massive, tracing possible elements of structural control of reference objects and, as a result, modeling of the Earth surface. The use of technology allows planning of detailed terrestrial works.**

*Постановка задачи.* Инициация большинства геологоразведочных проектов происходит на стадии опережающего прогноза и в условиях как минимума априорной информации, так и скудной финансовой поддержки. Часто априорная информация ограничивается географической привязкой лицензионного участка и позицией эталонных (рудных или нерудных) объектов. Недостаточное финансирование не позволяет выполнить обобщение коммерческих фондовых материалов и, тем более, не допускает заказ цифровых данных, например, дистанционной основы, и самостоятельные инструментальные измерения на местности. Требуется создать исходный цифровой массив, допускающий трассирование возможных элементов структурного контроля эталонных объектов и, как следствие, планирование наземных детализационных работ.

*Исходные материалы и общее видение решения.* В качестве материала свободного доступа, в общем случае обеспечивающим первичные структурные оценки, может рассматриваться топооснова местности. Последняя представлена в аналоговой (бумажной или растровой) форме и имеет вид карт изолиний абсолютных высот дневной поверхности земли, выполненных с привязкой к различным географическим реперам. Согласно существующему законодательству, открытый доступ существует к этим картам масштаба не крупнее 1 : 200 000. В ряде случаев Заказчик предоставляет более детальный материал, выполненный в определенном масштабе но не привязанный к географическим координатам и без подписей изолиний. Учитывая разброс свойств топоосновы, решение видится в создании полуавтоматической системы оцифровки изолиний и аппроксимационных построений, сопровождаемых стандартными структурными пересчетами. К последним отно-

сим моделирование подсветки под разными азимутами, применение дифференциальных операторов, наложение на подсветку кластерных отображений.

*Алгоритм оцифровки.* Основным элементом преобразования топоосновы в подлежащий интерпретации цифровой формат состоит в трассировании отдельных изолиний и присваивании им детерминированных значений, определяемых или подписями изолиний, или легендой, или сечением изолиний. Последовательность выполнения трассирования:

1. карта изолиний переводится в растровый формат с определением степени контрастности между изолинией и доминирующим фоном [1];

2. пользователем на выбранной им изолинии выбирается произвольная исходная точка и ей присваивается значение оцифровываемого скалярного поля;

3. пользователем определяется способ «движения» вдоль изолинии: если она замкнута, то – обход, например, против часовой стрелки со стремлением к исходной точке; если изолиния разомкнута, то – задание пользователем конечной точки оцифровки;

4. максимальный шаг оцифровки принимается равным 1 см в масштабе карты, а минимальный шаг определяется степенью дифференцированности прослеживаемой изолинии, параметризуемый как количество пересечений изолинией линии вектора;

5. в исходной точке организуется вращение вектора длиной не более 1 см в масштабе карты: вращение описывается стандартной матрицей поворота

$$\left. \begin{aligned} x' &= (x - x_0) \cos \alpha + (y - y_0) \sin \alpha \\ y' &= (y - y_0) \cos \alpha - (x - x_0) \sin \alpha \end{aligned} \right\},$$

где  $x_0$  и  $y_0$  – координаты вершины вектора, относительно которой осуществляется поворот на угол  $\alpha$ . Процедура выполняется с дискретным угловым шагом (1 градус).

6. для каждой позиции вектора выполняется отбор значений поля оптической плотности карты вдоль линии вектора с пересчетом этих значений в пространственный ряд, задаваемый с регулярным шагом на основании кубического сплайна:

$$f'(x) = a_i + b_i(x - x_{i-1}) + c_i(x - x_{i-1})^2 + d_i(x - x_{i-1})^3,$$

где  $f'(x)$  – интерполированные значения исходной функции  $f(x)$ , заданной в точках вращающегося вектора  $x_0, x_1, \dots, x_n$ ;  $a_i, b_i, c_i, d_i$  – коэффициенты сплайна, определяемые из дополнительных условий (из условий сшивания соседних сплайнов в узловых точках исходного задания функции  $f(x)$ ).

7. Для каждой позиции вектора, вращающегося в диапазоне от 0 до 180 градусов, осуществляется расчет среднеквадратичного отклонения набора интерполированных значений  $f'(x)$  с построением функционала изменчивости (зависимости среднеквадратичного отклонения от угла поворота вектора);

8. Реализуем алгоритм метода нелинейного программирования по поиску глобального минимума функционала изменчивости [2], маркирующего угол  $\alpha_{\min}$  поворота вектора, которому отвечает минимальная изменчивость поля оптической плотности растрового изображения оцифровываемой карты. Максимальная изменчивость отвечает субортогональной ориентации вектора по отношению к трассируемой изолинии.

9. Выполняем анализ пространственного ряда  $f'(x)$ , соответствующего углу  $\alpha_{\min}$ . В случае монотонного характера функции  $f'(x)$  делаем вывод о слабой дифференцированности изолинии. Если на линии вектора образуется более чем один максимум  $f'(x)$ , то изолиния принимается сильно дифференцированной и длина вектора уменьшается до точки максимума, ближайшего к вершине  $(x_0, y_0)$  вектора.

10. Данной точке присваивается указанное пользователем в п.1 значение изолинии. Координаты оцифрованной точки принимаются за  $(x_0, y_0)$  и относительно нее организуем следующее вращение вектора стандартной длины.

Указанная процедура проводится пользователем по всем одноименным изолиниям, после чего он переходит к следующим изолиниям. Поскольку критерием качества выполненной обработки служит сопоставимость цифровой модели и исходного аналога, трассирование и оцифровка лишь изолиний считаем недостаточными – в качестве дополнительных применяем:

- интерактивную оцифровку точек экстремума, программно приблизительно маркируемых как центры кривизны замкнутых изолиний;
- интерактивную оцифровку узловых точек, приблизительно определяемых как точки соприкосновения двух одноименных изолиний;
- графическую функцию для прорисовки пользователем структуры карты изолиний за пределами исследуемого полигона с последующей оцифровкой, что позволяет исключать появление в пределах полигона областей с отсутствующими результатами интерполяции.

Итоговый цифровой массив применяется для интерполяции методами минимальной кривизны, модифицированным методом Шепарда, радиальной базисной функции с выбором той цифровой модели, что обладает наименьшим разбросом интерполированных значений скалярного поля абсолютных высот рельефа земной поверхности. Конечная цифровая модель дает условную поверхность, подлежащую структурной обработке, маркирующей тектонические элементы.

*Структурная обработка.* Наиболее распространенным приемом при выявлении пространственных закономерностей в распределении градиентных зон и локальных аномалий можно считать моделирование подсветки условной поверхности скалярного поля. Оно выполняется с применением образа гомоцентрического источника и предположения о Ламбертовом рассеянии отраженного света элементом условной поверхности. В этом случае интенсивность отраженного светового потока определяется углом его отражения  $\phi$  [3]:

$$\cos \phi = \frac{-p \cos \varphi \cos \gamma - q \sin \varphi \cos \gamma + \sin \gamma}{\sqrt{p^2 + q^2 + 1}},$$

где  $\varphi$  – угол между условным направлением на север и проекцией отраженного луча на горизонтальную плоскость,  $\alpha$  – угол между горизонтальной плоскостью и отраженным лучом,  $p$  и  $q$  – первые производные значения оцифрованного скалярного поля, соответственно, по осям  $x$  и  $y$ . Опыт показывает, что изменение азимута подсветки определяет контрастирование протяженных структурных форм карты изолиний скалярного поля, ориентированных в направлении, субортогональном подсветке: контрастирование тенями при моделировании подсветки условной или реальной поверхности может быть рассмотрено как операция фильтрации поля по направлению, выполняемая в предметной плоскости. Повышения контрастности отображения можно достичь применением дифференциальных операторов, селективно выделяющих протяженные структурные элементы пространственных образов детерминированного азимута простираения. Наиболее универсальным в этом отношении можно считать дифференциальный оператор Собела [4], численно реализуемый в предметной плоскости на основании свертки с применением матрицы 3x3:

$$\left. \begin{aligned} X &= (a_{13} + 2a_{23} + a_{33}) - (a_{11} + 2a_{21} + a_{31}) \\ Y &= (a_{11} + 2a_{12} + a_{13}) - (a_{31} + 2a_{32} + a_{33}) \end{aligned} \right\},$$

что дает окончательный результат, присваиваемый центру матрицы:

$$f(x, y) = a_{22} = \sqrt{X^2 + Y^2}.$$

Кластерное отображение элементов структуры скалярного поля как функции двух пространственных координат опирается на анализ многомодовой эмпирически накопленной гистограммы распределения значений этого поля. Общая идея алгоритма заимствована из классического дискриминантного анализа, предъявляющего следующие требования к исходным данным:

- случайная природа наблюдений в сравниваемых группах;
- наличие равной вероятности факта принадлежности произвольного наблюдения любой из групп;
- внутри каждой из групп имеет место нормальное распределение.

Под «группой» понимаем область эмпирически накопленной гистограммы распределения, в которой при данном шаге дискретизации гистограммы проявляется лишь один ее максимум (одна мода), описываемая симметричной куполообразной функцией (нормальным распределением). Наличие в структуре гистограммы нескольких мод интерпретируется нами как влияние на структуру скалярного поля нескольких аномалеобразующих источников, подлежащих локализации. Последняя достигается четырьмя операциями:

- выделение в структуре гистограммы распределения скалярного поля двух соседних максимумов, отвечающих середине детерминированных интервалов значений этого поля  $x_1 = ((x_i)_1 + (x_{i+1})_1) / 2$  и  $x_2 = ((x_i)_2 + (x_{i+1})_2) / 2$ ;

- расчет критерия Фишера

$$F = \left( \frac{n_1 + n_2 - m - 1}{(n_1 + n_2 - 2)m} \right) \left( \frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2} \right) D^2$$

где число признаков ограничено одним скалярным полем ( $m = 1$ ). Тогда критерий  $F$  переходит в критерий  $T^2 = n_1 n_2 D^2 / (n_1 + n_2)$  со степенью свободы  $n_1 + n_2 - 2$ . Здесь  $x_0$  – расстояние Махаланобиса,  $x_0$  и  $x_0$  – размеры выборок в каждой из групп;

- проверка нулевой гипотезы о близости двух сравниваемых групп  $H_0 : [D_{1-2}] = 0$  при альтернативе  $H_1 : [D_{1-2}] > 0$ .

Итогом применения указанных операций выступает разделение эмпирически накопленной гистограммы распределения скалярного поля на конечное семейство нормальных распределений. Выборка в пределах каждого из них рассматривается как независимая группа значений скалярного поля, генетически связанная с определенным типом аномалеобразующего объекта. Каждой группе присваиваем свой цвет, что дает цветовые маркеры в виде локальных тел на картографической плоскости.

*Обобщения.* Алгоритм реализован в оболочке прикладного программирования Script с использованием графических команд Surfer. Апробация выполнена в рамках задачи формирования первичного цифрового массива по объектам золоторудного участка БАМ (п-ов Камчатка). Структурные реконструкции позволили выделить такие региональные особенности как пространственную регулярность эталонных объектов, области пересечения разноранговых линейных структур, их маркирование циркоидными образованиями.

## Литература

1. Гудилин И. С., Комаров И. С. Применение аэрометодов при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях // М., Недра. – 1978. – с. 16–19.
2. Хедли Дж. Нелинейное и динамическое программирование // М., Мир. – 1967. – 509 с.
3. Dods S. D., Teskey D. J., Hood P. J. The new series of 1:1000000-scale magnetic anomaly maps of Geological Survey of Canada: compilation techniques and interpretation // The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. – Tulsa, Oklahoma. – 1985. – p. 69–87.
4. Прэтт У. Цифровая обработка изображений // М., Мир. – т. 2 – 1982. – с. 508–514.

## К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА И ПОЛУОСТРОВОВ СРЕДНИЙ И РЫБАЧИЙ

*Михайленко Ю. В.*

Ухтинский государственный технический университет (УГТУ), г. Ухта, Россия  
e-mail: *Yulia-v-m@mail.ru*

На основе данных геологических исследований последних лет предложен вариант корреляции между рифейскими осадочно-метаморфическими комплексами двух регионов. В строении Среднетиманского и Средненско-Рыбачинского регионов выделены две структурно-формационные зоны (СФЗ): юго-западная и северо-восточная. В строении юго-западной СФЗ выделено два комплекса: нижний – среднерифейский и верхний – верхнерифейский. Впервые обнаруженные нами на п-ове Средний в каруярвинской свите биостромы пластовых строматолитов, подтверждают существование в среднерифейское время в северо-восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы единой рифогенной формации (Полюдов Кряж – Тиман – п-ов Канин – о. Кильдин – п-ов Средний – п-ов Варангер), протяженностью около 2500 км, расположенной в виде барьерного рифа на краю компенсированного прогиба, пространственно связанного с зоной Главного Тиманского разлома (Тиман) и его северо-западным продолжением в виде разлома Тролльфиорд-Комагельв (Варангер-Средненско-Рыбачинский регион).

## ON THE CORRELATION OF UPPER PRECAMBRIAN COMPLEXES OF THE MIDDLE TIMAN AND PENINSULAS SREDNI AND RYBACHI

*Mikhailenko J. V.*

Ukhta State Technical University (USTU), Ukhta, Russia  
e-mail: *Yulia-v-m@mail.ru*

Based on geological studies in recent years offered the option of a correlation between the Riphean sedimentary-metamorphic Complexes of two regions. In the structure of the Middle Timan and Sredni-Rybachinsk regions identified two structural-formational zones (SFZ): south-west and north-east. The structure of the south-west of SFZ allocates two complexes: the Lower – Middle Riphean and the Upper – Upper Riphean. Biostromy of laminar stromatolites at Peninsula Sredni in Karuyarvinsky Suite first discovered by us, confirms the existence of Middle Riphean time in the northeast, framed the East European Platform single reef formation, Polyudov Boules – Timan – Kanin Peninsula – Island Kil'din – Sredni Peninsula – Peninsula Varanger, a length of about 2,500 km. It is in the form of a barrier reef on the edge of the compensated deflection, spatially associated with the Main Timan Fault, Timan, and its north-western continuation in the form of Trollfjord-Komagelv Fault, Varanger-Sredni-Rybachinsk region.

Байкалиды [1], или тиманиды [11], Варангер-Тиманского складчато-глыбового пояса разделены на две структурно-формационные зоны (СФЗ): юго-западную и северо-восточную [2, 4, 7, 8, 10, 12]. К настоящему времени сложились существенные противоречия при стратификации верхнедокембрийских отложений [1, 2, 4, 6, 7, 8, 10].

В результате полевых работ (2006 г.) были впервые обнаружены биостромы пластовых строматолитов в каруярвинской свите рифея п-ова Средний [3], которые послужили новым связующим биостратиграфическим звеном в цепи рифовых построек рифеид Ти-

мана. Полевые исследования байкалид Средненско-Рыбачинского региона позволяют нам считать их геоструктурно близкими с таковыми в Тиманском регионе.

Отложения юго-западной СФЗ на п-ове Средний представлены мелководно-морскими отложениями кильдинской и волоковой серий, разделенных перерывом с угловым несогласием (рис. 1). Породы кильдинской серии в настоящее время относят к верхнему рифею, а волоковой серии – к верхнему рифею-венду [4, 7, 9, 12]. Степень преобразования отложений кильдинской и волоковой серий, по одним данным соответствует стадии глубокого катагенеза [4, 7, 10], по другим – породы кильдинской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, а породы волоковой серии – подверглись только метагенезу [2].

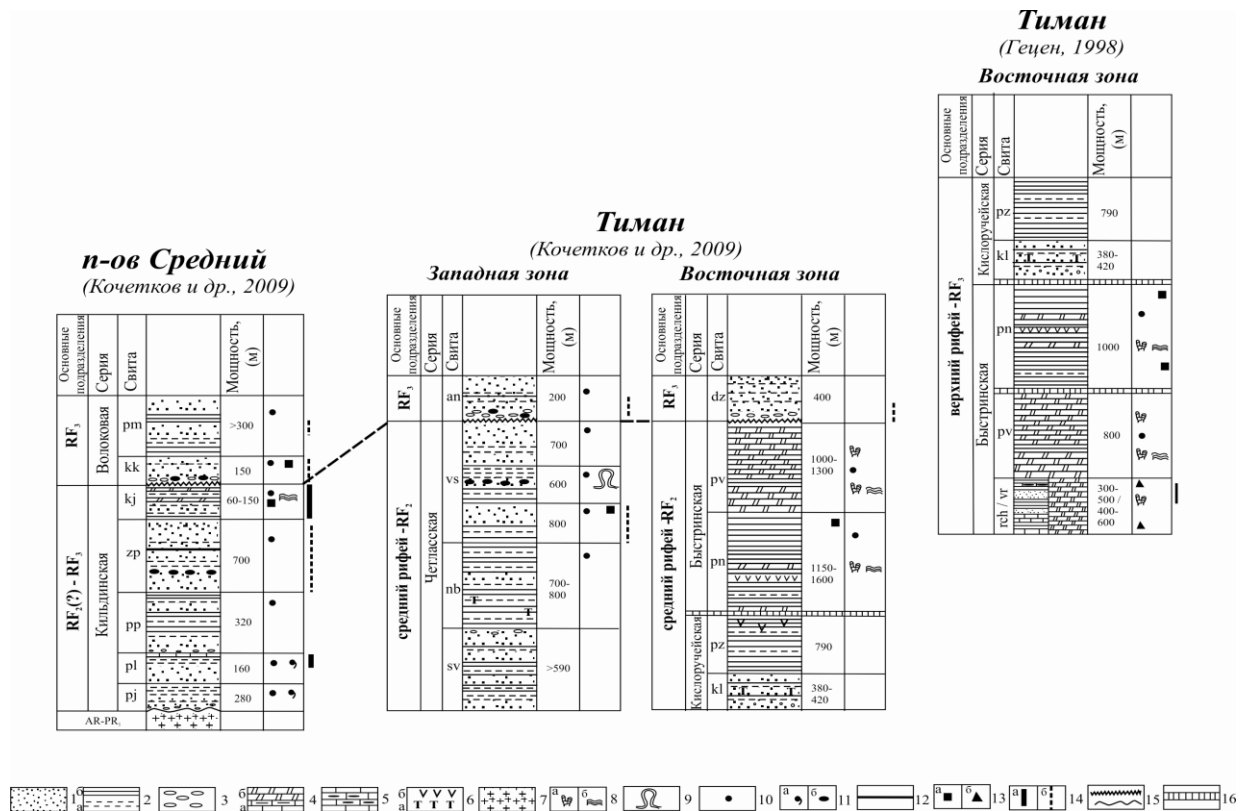


Рис. 1. Схема сопоставления верхнепротерозойских комплексов Среднего Тимана и п-ова Средний (северо-восточное обрамление Кольского п-ова).

1 – кварцитопесчаники; 2 – метаалевролиты (а) и сланцы (б); 3 – конгломераты; 4 – известняки, глинистые известняки (а) и доломиты (б); 5 – известняки со стяжениями черных кремней; 6 – осадочно-вулканогенные породы (а) и метадиабазы (б); 7 – гранитоиды дорифейского основания; 8 – строматолиты столбчатые (а) и пластовые (б); 9 – гигантские сифонеи; 10 – микрофоссилии; 11 – глауконит (а) и фосфоритовые стяжения (б); 12 – циркон-лейкоксовая минерализация; 13 – пирит (а), брекчированность пород (б); 14 – уровни развития пестроцветных отложений (а) и уровни проявления крапа гидроокислов железа (б); 15 – несогласия: параллельное (внизу) и угловое (вверху); 16 – тектонические контакты. Обозначение серий и свит: П-ов Средний – кильдинская серия: RF<sub>2</sub>rj – пярярвинская, RF<sub>2</sub>pl – палвинская, RF<sub>2</sub>pp – поропелонская, RF<sub>2</sub>zp – землепахтинская, RF<sub>2</sub>kj – каруярвинская свиты; волоковая серия: RF<sub>3</sub>kk – куяжанская, RF<sub>3</sub>pm – пуманская свиты. Средний Тиман, юго-западная зона, четласская серия: RF<sub>2</sub>sv – светлинская, RF<sub>2</sub>nb – новобобровская, RF<sub>2</sub>vs – визингская свиты; аньюгская серия: RF<sub>3</sub>an – аньюгская свита; Средний Тиман, северо-восточная зона – кислоручейская серия: RF<sub>2</sub>kl – клеоновская, RF<sub>2</sub>pz – пижемская; быстринская серия: RF<sub>3</sub>tch / vt – рочугская / ворыквинская свиты, RF<sub>2</sub>pn – паунская, RF<sub>2</sub>pv – павьюгская, RF<sub>3</sub>dz – джежимская.



Осадочно-метаморфические комплексы северо-восточной (Рыбачинской) СФЗ накапливались в области глубокого шельфа и континентального склона [7, 10, 12]. Рыбачинский комплекс включает (снизу вверх) эйновскую и баргоутную серии (рис. 1), очевидно, с переходом без перерыва, которые в разные годы относили к среднему-верхнему рифею [2, 4, 7, 10, 12]. Степень преобразования отложений п-ова Рыбачий отвечает зеленосланцевой фации метаморфизма; породы претерпели сильнейшие деформации, что выражено в их катаклазе, кливажировании (осевой кливаж) и гидротермальной кварцево-жильной минерализации.

Как выше сказано, главным связующим звеном при стратификации рифейских осадочно-метаморфических комплексов Варангер-Тиманского региона служит рифогенная формация в виде барьерного рифа, общей протяженностью около 2500 км, которая в рифейское время разделяла перикратонную область ВЕП (внешняя часть миогеосинклинали) от области континентального склона (внутренняя часть миогеосинклинали). Возраст карбостромовой формации М. Е. Раабен определен как верхнерифейский [9], а О. С. Кочетковым, Н. Ф. Ивановым, Б. А. Мальковым с соавторами как нижне(?) -среднерифейский [2, 5].

Сходство формационных рядов верхнедокембрийских осадочно-метаморфических комплексов Среднего Тимана и Средненско-Рыбачинского региона привело авторов к выводу о возможности проведения корреляции между ними (рис. 1).

В строении юго-западной СФЗ Среднего Тимана выделено два литокомплекса (снизу вверх): четласская серия и аньюгская серия (свита). Породы четласской серии метаморфизованы не выше зеленосланцевой фации и датированы средним-верхним рифеем [1, 2, 8]. Степень преобразования пород аньюгской свиты не выше метагенеза, в разные годы ее датировали от среднего рифея до венда включительно [1, 2, 8].

Сопоставление четласской серии Среднего Тимана с кильдинской серией п-ова Средний обнаруживает много общих черт: выдержанная цикличность серий флишоидного типа; преобладают мелководно-морские отложения; фосфоритоносность землепахтинской и визингской свит; нижний литокомплекс завершается рифогенными постройками с последующим перерывом в осадконакоплении (рис. 1).

Аньюгская свита Среднего Тимана сопоставляется нами с куюканской свитой п-ова Средний на основе следующих фактов: резкое угловое несогласие между нижележащим средне-верхнерифейским литокомплексом (кильдинская и четласская серии) и вышележащим верхнерифейским – куюканская и аньюгская свиты; наличие в основании разрезов второго литокомплекса базальных конгломератов с признаками остаточной и переотложенной красноцветной коры выветривания предкуюканского и преданьюгского времени; резко различная степень вещественного преобразования пород нижележащего и вышележащего литокомплексов.

Осадочно-метаморфические комплексы кислоручейской (турбидитовой) серии, расположенной к северо-востоку от быстринской рифогенной серии Среднего Тимана и выделяемой в пределах северо-восточной СФЗ, сопоставляются нами условно с осадочно-метаморфическими комплексами п-ова Рыбачий. Возраст кислоручейской серии, также как и быстринской, является предметом длительной дискуссии, в разные годы ее относили к среднему или верхнему рифею [1, 2, 8].

Сопоставление рифейских осадочно-метаморфических пород юго-западной СФЗ на п-ове Средний и на Среднем Тимане свидетельствует о наличии в нем двух литокомплексов, отделенных друг от друга глубоким размывом и угловым несогласием. Нижний литокомплекс мы относим к среднему рифею как геосинклинальный, верхний – к верхнему рифею как молассовый. Отложения, развитые в северо-восточной СФЗ (кислоручейская серия Тимана и эйновско-баргоутная серии п-ова Рыбачий) сопоставляются нами условно

и отнесены к среднему рифею. Определенное положение карбостромовой (рифогенной) формации между двумя СФЗ позволяет использовать ее для фиксации в позднедокембрийском палеотектоническом плане границы зон перикратонного опускания и миогеосинклинали.

### Литература

1. Верхний докембрий европейского севера СССР: объяснительная записка к схеме стратиграфии. Сыктывкар, 1986. 40 с.
2. Кочетков О. С., Иванов Н. Ф. О некоторых аспектах формационно-геоструктурного развития Варангер-Тиманского подвижного пояса байкалит // XV Геологический съезд Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 124–127.
3. Кочетков О. С., Михайленко Ю. В., Иванов Н. Ф. и др. Характеристика пластовых строматолитов *Stratifera flexurata* Kom. (каруярвинская свита полуострова Средний, северное побережье Кольского полуострова) // X Всероссийская Ферсмановская научная сессия «Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона». Апатиты: ИГ КНЦ РАН. 2013. С. 85–88.
4. Любцов В. В., Предовский А. А. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 17–28.
5. Мальков Б. А., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. К вопросу о возрасте диабазов в составе метаморфических толщ Тимана // Известия АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 115–122.
6. Михайленко Ю. В., Кочетков О. С., Соболева А. А. Новые изотопные характеристики верхнедокембрийских комплексов северо-восточного обрамления Кольского полуострова (полуострова Средний и Рыбачий) // XVI Геологический съезд Республики Коми. Т. 2. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. С. 114–116.
7. Негруца В. З., Басалаев А. А., Чикирев И. В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.
8. Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 191 с.
9. Раабен М. Е. Строматолитовые формации рифея в обрамлении Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 35–46.
10. Сорохтин Н. О., Козлов Н. Е., Куликов Н. В. и др. Эволюция северо-западной части Тимано-Варангерского нефтегазоносного бассейна // Вестник КНЦ РАН. 2011. № 3. С. 3–20.
11. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D. G. Gee & V. Pease (eds) // Geological Society, London, Memoirs. 2004. N 30. 252 p.
12. Roberts D., Siedlecka A. Provenance and sediment routing of Neoproterozoic formations on the Varanger, Nordkinn, Rybachi and Sredni peninsulas, North Norway and Northwest Russia: a review // Norges geologiske undersokelse Bulletin. 2012. V. 452. P. 1–19.

## НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ О РАСПРОСТРАНЕНИИ И СТРУКТУРЕ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ РИФЕЯ ВДОЛЬ МУРМАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ («ЛИНИЯ КАРПИНСКОГО»)

*Никонов А. А., Зыков Д. С., Флейфель Л. Д.*

Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), г. Москва, Россия  
e-mail: *nikonov@ifz.ru*

**На основании опубликованных в последние годы исследований и частично собственных наблюдений авторы излагают сведения о распространении осадочных отложений рифейского комплекса, о новых возрастных определениях, структурных нарушениях и фазах тектонической активизации в крупнейшей на севере шовной зоне «линия Карпинского».**

## SOME ADDITIONAL DATA ON DISTRIBUTION AND STRUCTURE OF RIPHEIAN SEDIMENTS ALONG THE MURMANSK SHORE («KARPINSKY LINE»)

*Nikonov A. A., Zykov D. S., Fleyfel L. D.*

The Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS (IPE RAS), Moscow, Russia  
e-mail: *nikonov@ifz.ru*

**Basing on latest publications and partly on author's observations some additional information is given in the paper. It concerns with the ripheian sedimentary complexes, new chronometric determinations, structural deformations and corresponding phases of tectonic activity within the first rank tectonic zone known as «Karpinsky line».**

Начиная с исследований А. А. Полканова и до недавнего времени на северном ограничении Фенноскандинавского (Балтийского) щита в пределах России были известны две крупные области выхода (на сушу) протерозойских осадочных пород, на Среднем и Рыбачьем п-овах и на о-ве Кильдин. Недавно в разных частях протяженного Мурманского побережья («линии Карпинского») обнаружены еще три местонахождения. Вместе с новыми результатами геофизических исследований в районах Горла Белого моря и на п-овах Средний и Рыбачий, данными бурения на п-ове Рыбачьем и датировками древних комплексов это открывает дополнительные возможности воссоздания тектонической истории важнейшего региона.

**О распространении пород рифея.** В кутовой части залива у Святого носа останец рифея шириной 0.6–0.8 км протягивается на 5 км к ЮВ, он приурочен к крупному разлому того же протяжения по ограничению п-ова Святой Нос [2–4]. Остатки отложений рифей-вендского возраста отмечены на Восточном Мурмане около губы Ивановка [4]. Здесь на суше выделяются параллельные побережью ступенчатые сбросы в сторону моря. Высыпки осадочных пород обнаружены на вершинах ступеней, а сами породы – на дне грабена. По-видимому, речь должна идти о пост-рифейском продольном грабене, оживленном в новейшее время в связи с субмеридиональным растяжением в зоне береговой ступени «линии Карпинского». Третий, небольшой выход пород осадочной толщи определен по фотографии 20-х гг. XX века устьевого части долины (фиорда) р. Зап. Лица.

**О хронологии комплексов.** В пределах полуостровов Средний и Рыбачий выделены два структурно-фациальных комплекса, из которых верхний, на п-ове Рыбачий, отнесен к

среднему и верхнему (рифей-венд) рифею. На п-ове Средний возраст верхней, волоковской, серии определяется датировкой прорывающих его габбро-диабазов  $600 \pm 20$  млн л. (по K-Ar), тогда как подстилающая куяканская свита датирована  $830 \pm 60$  млн л (по U-Pb) [9]. Между отложениями волоковской серии и куяканской свиты зафиксировано угловое несогласие (размыв).

**Структурные особенности и тектоническая активизация.** Деформирование с разломообразованием и, соответственно, эродирование пород рифейского комплекса начались в средне- (и) верхнерифейское время, что и привело к резкому несогласию между свитами рифея и венда. О континентальном перерыве в рифее, после отложения красноцветных песчаников, свидетельствуют и остатки коры выветривания на выступе Архангельского вала в Двинском заливе [7].

Разломы разных возрастных генераций определенно выделяются по результатам геофизического профилирования, продольного и поперечного, в акватории Белого моря от Кандалакшского залива до внешнего края Воронки Белого моря (в сущности, уже в Баренцевоморском бассейне). В пределах последней разрез осадочных толщ протерозоя и палеозоя (См–Р) наиболее полон и представительен [8], поэтому участок резонно принимать эталонным при определении возраста разломообразования (фаз тектонической активизации) в регионе.

Важно также, что в прибрежной, подводной части того же побережья Восточного Мурмана установлены подобные по размерам и простиранию (вдоль берега) грабенообразные структуры [1, 4, 6, 12]. Они образованы в переходной полосе, еще в пределах массива архейских гранито-гнейсов (как и на материке), но местами и в них сохранились остатки покрова осадочного комплекса. Далее от берега с наклоном в северных румбах дно сложено целиком осадочным комплексом, причем и здесь породы разбиты вертикальными разломами вдоль берегового простирания [6]. Эти осадочные породы относят к венду. Судя по их распространению, наклонному залеганию и раздробленности, надо полагать, накапливались они после возникновения основной зоны разломов и уступа высотой не менее 200 м, т. е. до венда, когда Кольский блок воздымался относительно Баренцевоморской платформы. Южнее прибрежной полосы и севернее полосы в 3–5 км на дне отмеченные особенности отсутствуют, что позволяет признать сопряженность тектонической зоны «линия Карпинского» именно с прибрежной полосой Мурмана.

По ограниченному пока данным можно наметить на фоне общего наклона толщи рифейских отложений в северных румбах, т. е. от Кольского блока архея в сторону Баренцевой плиты, частные наклоны ортогонально внутри поперечных, образующих фиордообразные долины от бортов к осевым линиям (пример устьевая часть долины Зап. Лицы). Поперечные к общему структурному плану региона нарушения могли формироваться в условиях растяжения до конца рифея и (продолжали развиваться) – в венде. Не вызывает сомнения существование эпох диастрофизма и тектонической активизации в течение венда и в палеозое. Поперечные разломы с внедрением по ним интрузий развивались в палеозое, 590–300 млн л. н. [7], что определяет режим поперечного к «линии Карпинского» растяжения.

Для выяснения структурных соотношений рифейского осадочного комплекса с архейским фундаментом на Мурманском побережье останец у Святого Носа имеет принципиальное значение. Занимая грабенообразное, тектоническое понижение параллелепипедальной формы, останец, с поверхностью вровень с водораздельной на самом п-ове, интерпретируется как заполнение узкой приразломной впадины, т. е. грабена (в грабене) рифейского возраста. А поверхность заполнения, одинаковая с таковой в прилежащих частях

кристаллического фундамента естественно трактуется как денудационная, естественно гораздо более поздняя (предвендская? вендская?).

Четкая морфологическая выраженность линии Карпинского с множеством острых ребер в скальных породах, наличие сохранившихся зон и плоскостей скольжения, так же как обнаружение в последние годы множества сейсмодислокаций поздне- и послеледникового возраста [4, 5, 10] – все это дает основание принимать активизацию зоны в новейшую эпоху (после отступления палеогенового моря) и вплоть до настоящего времени. По ряду признаков авторы выделили косвенные данные в пользу тектонического оживления, как минимум, в неотектоническую эпоху впадины Кильдинского пролива (грабена) между материком и островом.

**Основные разломные зоны на полуостровах Средний и Рыбачий.** Осуществленные недавно геофизические исследования по профилю через п-ова Средний и Рыбачий, дополненные бурением на перешейке между ними, установили внутриформационное надвигание рифейских толщ с СВ на ЮЗ по зоне разлома северо-западного простирания между указанными полуостровами [2, 3]. Тот факт, что взброс к ЮЗ, секущий свиту рифейских сланцев, в рельефе отражен реверсивно, т. е. на поверхности сниженным гипсометрически оказалось висячее крыло, указывает на то, что во время основной денудации, в фанерозое, разлом оставался пассивным. Внедрение диабазовых даек в контактную зону с базальными конгломератами серии аркозовых песчаников и подстилающих их глинистых сланцев на юго-западе Рыбачьего п-ова [11] позволяет соотносить возникновение самой зоны с возрастом даек. Зона уверенно определяется как надвиговая (с СВ на ЮЗ) [2, 3, 11], а возраст даек теперь определен в  $600 \pm 20$  млн л. [9]. Если так, то этот внутриформационный надвиг (тектоническую фазу) можно считать близкими по возрасту.

В другой зоне, к ЮЗ, на СВ берегу п-ова Средний у бывшего пос. Пумманки нами в 2014 г. обнаружены пликативные деформации. На фоне господствующего полого моноклиналиного залегания осадочных пород во всем регионе и общего широтного простирания круто наклонных к северу слоев на участке, здесь в горизонтальном срезе, в приливно-отливной зоне, отчетливо смятие слоев в складку с осью СЗ простирания. Складка, должно быть, возникла в результате латерального, неравномерного давления от вдольбереговой зоны разлома к СВ еще в рифее, скорее всего, верхнем. Вдоль той же древней зоны разлома по геоморфологическим признакам вдоль побережья маркируется новейший сброс к СВ на многие десятки метров, активизировавшийся и в поздне-последниковое время.

На восточном берегу Рыбачьего п-ова около мыса Башенный еще в 30-х гг. XX в. зафиксирована зона крупных пликативных деформаций С-З простирания в песчаниках рифея [13]. Эта зона нарушений в верхах серии песчаников (или на границе их со сланцами) с взбрасыванием к Ю-З, подобна установленной бурением на перешейке между п-овами Средний и Рыбачий, возможно, она возникла одновременно с последней в позднем рифее-венде и, судя по аномалии в рельефе, также обновлялась в новейшее время.

Несмотря на немногочисленность и отрывочность добавочных наблюдений, можно констатировать, что «линия Карпинского» («линеament Карпинского»), признаваемая крупнейшим структурно-тектоническим и морфологическим элементом на границе Балтийского щита и Баренцевой платформы, проявляла динамическую активность в полосе шириной десятки км вдоль Мурманского побережья, в основном в ныне подводной его части, не только в рифее, но и на границе с вендом, а также, вероятно, в венде и среднем палеозое и, несомненно, в новейшее время, в позднеледниковье, она активна и в настоящее время.

## Литература

1. Авенариус И. Г., Белозеров С. Н., Львова Л. А., Репкина Т. Ю. Морфоструктурный план Кольского шельфа Баренцева моря // Геоморфология. 2000. № 2. С. 34–42.
2. Балувев А. С., Журавлев В. А., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. Отв. ред. М. Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2012.
3. Балувев А. С., Казанин Г. С., Журавлев В. А., Леонов М. Г., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С., Шкарубо С. И. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 169–180.
4. Балувев А. С., Терехов Е. Н. Современная тектоническая активность зоны сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ / Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. Сыктывкар. 2014. С. 7–9.
5. Верзилин Н. Н., Бобков А. А., Кулькова М. А., Нестеров Е. М., Нестерова Л. А., Мадянова Н. П. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского полуострова // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7: Геология. География. 2013. Т. 2. С. 79–93.
6. Гуревич В. И., Гимпельсон И. А., Макиевский С. И. К установлению «линии Карпинского» (по данным звуковой геолокации) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205, № 2. С. 422–423.
7. Дибнер В. Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра. 1973. 211 с.
8. Казанин Г., Журавлев В., Павлов С. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28.
9. Михайленко Ю. В. К вопросу о стратиграфии и U-Pb возрасте верхнедокембрийских комплексов полуостровов Средний и Рыбачий // Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона. Тр. XI Всеросс. Ферсмановской науч. сессии. Апатиты, 2014. С. 155–159.
10. Никонов А. А., Николаева С. Б. Линеамент Карпинского на границе Фенноскандинавского кристаллического щита и Баренцевой плиты как активная тектоническая и сейсмическая зона // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Материалы Международной научной конференции (Мурманск, 6–8 ноября 2014 г.). Выпуск 12. – М.: ГЕОС, 2014. С. 232–237.
11. Сергеева Э. И. О конгломератах гиперборейской серии Кольского полуострова // Вестник Ленинградского ун-та. Сер. Геологии и географии. 1962. № 12. С. 116–120.
12. Сорокин А. Л. Ландшафты шельфа Кольского полуострова: геолого-геоморфологические основы формирования. Мурманск. 1987. 128 с.
13. Теннер Д. Д. Некоторые данные по геологии Рыбачьего полуострова // Изв. Ленинградского геологического треста. 1936. № 1. С. 7–14.

# СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ КАИМСКОЙ ПОКРОВНО-НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

*Рубанова Е. С.*

Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск, Россия  
Новосибирский государственный университет (НГУ), г. Новосибирск, Россия  
e-mail: *alyona212@igm.nsc.ru*

**Северная часть Горного Алтая представлена поднепалеозойской покровно-надвиговой структурой. В ее строении принимает участие фрагмент позднедокембрийско – раннекембрийского аккреционного клина Кузнецко-Алтайской островной дуги, состоящего из турбидитов, олистостром, фрагментов позднедокембрийско-кембрийских офиолитов и палеоокеанических островов.**

## COMPOSITION AND FORMATION AGE OF THE KAIM THRUST-FOLD ZONE OF THE NORTHERN PART OF GORNY ALTAI

*Rubanova E. S.*

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (IGM SB RAS), Novosibirsk, Russia  
Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk, Russia  
e-mail: *alyona212@igm.nsc.ru*

**The northern part of Gorny Altai is presented by late Paleozoic thrust-fold structure. It consists of the fragments of early Cambrian accretionary complex of the Kuznetsk-Altai island arc including turbidites, olistostromes, fragments of the late Neoproterozoic to early Cambrian ophiolites and paleoceanic islands.**

Каимская покровно-надвиговая структура образует в плане субширотную дугообразную структуру северной вергентности [1, 2]. С востока она через Катунский сдвиг граничит с Бийско-Катунской зоной, представленной фрагментом позднедокембрийско – раннекембрийского аккреционного клина Кузнецко-Алтайской островной дуги. На юге покровно-сдвиговая структура надвинута на Ануйско-Чуйскую зону, на севере перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом Бийско-Барнаульской впадины. Каимская структура в качестве самостоятельной тектонической единицы обоснована по результатам крупномасштабных геологических съемок [4]. До этого она частично или полностью включалась в состав Бийско-Катунской зоны, имеющей сходный вещественный состав. В пределах двух зон широко развиты аккреционные образования, представленные фрагментами офиолитов, палеоокеанических островов и олистостром. В качестве возможного продолжения Каимской структуры на северо-восток рассматривается система надвигов Салаира, в строении которых, кроме перечисленных выше пород, участвуют также позднедокембрийско – раннеордовикские, девонские вулканогенно-осадочные и ордовикско – раннедевонские осадочные породы [5].

Покровно-чешуйчатая структура Каимской зоны разбита поперечными взбросо-сдвигами и сбросо-сдвигами на три крупных тектонических блока (с запада на восток): Белокурихинский, Каменский и Каимский [2].

*Белокурихинский блок* сложен кристаллическими сланцами и гнейсами одноименного полиметаморфического комплекса, прорванными плутонами позднедевонского габбро-диорит-гранодиоритового усть-беловского и позднепермско-раннетриасового гранит-

лейкогранитового Белокурихинского комплексов. По данным С. А. Каргополова [3] породы Белокурихинского комплекса претерпели метаморфизм двух этапов: 1) повышенных давлений (5–7 кбар) и умеренных температур (не выше 650°C), с образованием минеральных парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации и 2) низких давлений и высоких температур (3 кбар, 650–700°C), приведший к мигматизации. Возраст высокотемпературного метаморфизма, полученный U-Pb методом по циркону составляет  $311 \pm 2$  млн лет [6].

*Каменский и Каимский* блоки представлены серией тектонических пластин различного состава. В целом характеризуются присутствием турбидитов, олистостром, фрагментов позднедокембрийско-кембрийских офиолитов и палеоокеанических островов, включающих, соответственно, базальты N-MORB и OIB. Южная часть Каимского блока представлена чаустинским амфиболито-кристаллосланцевым метаморфическим комплексом, возраст и геодинамическую природу которого еще предстоит выяснить.

Для определения возраста формирования покровно-надвиговой структуры были проанализированы синтетектонические слюды (мусковит и серицит) из разломных и кливажных зон. Датированы Ar-Ar методом образцы слюд из рассланцованных кембрийских базальтов аллохтона, слюдистых диафторитов по гранат – андалузитовым кристаллическим сланцам белокурихинского комплекса, кливажированных песчано-сланцевых пород среднеордовикской булухтинской свиты автохтона и рассланцованных позднекембрийских турбидитов автохтона. Полученные датировки соответствуют интервалу позднего карбона—перми, что отвечает времени покровно-надвиговых деформаций северной части Горного Алтая.

Полученные результаты позволяют сделать выводы о том, что:

1) северная часть Горного Алтая представлена поднепалеозойской покровно-надвиговой структурой;

2) в ее строении принимает участие фрагмент позднедокембрийско – раннекембрийского аккреционного клина Кузнецко-Алтайской островной дуги, состоящего из турбидитов, олистостром, фрагментов позднедокембрийско-кембрийских офиолитов и палеоокеанических островов, также широко развитых на Салаире;

3) автохтоном поднепалеозойской покровно-надвиговой структуры служит мощный (до 6–8 км) осадочный комплекс пород Ануйско-Чуйской зоны, представленный на большей части горного Алтая, фундаментом которого, как следует предполагать из наших исследований, являются позднедокембрийско–раннекембрийские образования аккреционных клиньев.

## Литература

1. Буслов М. М., Джен Х., Травин А. В., Отгонбатор Д., Ч., Куликова А. В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н. Н., Рубанова Е. С., Абилдаева М. А., Войтишек Е. Э., Трофимова Д. А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10, с. 1600–1627.
2. Зыбин В. А. Петротип Каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. – 115 с.
3. Каргополов С. А., Маликова О. Ю., Владимиров А. Г., Бибикина Е. В. Метаморфический комплекс в обрамлении Белокурихинского гранитного массива // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области: Сб. матер. науч.-практ. конф., Новокузнецк, 1995. С. 228–230.
4. Кривчиков В. А., Селин П. Ф., Русанов Г. Г. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание 2-ое. Серия Алтайская.



- Лист М-45-1 (Солонешное). Редактор С. П. Шокальский. Спб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. –183 с.
5. Токарев В. Н., Дергачев В. Б., Нечаев В. В. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Салаира и Томь-Колыванской зоны. Новосибирск: СНИГГиМС, 1996. – 24 с.
  6. Шокальский С. П., Бабин Г. А., Владимиров А. Г., Борисов С. М., Гусев Н. И., Токарев В. Н., Зыбин В. А., Дубский В. С., Мурзин О. М., Кривчиков В. А., Крук Н. Н., Руднев С. Н., Федосеев Г. С., Титов А. В., Сергеев В. П., Лихачев Н. Н., Мамлин А. Н., Котельников Е. И., Кузнецов С. А., Зейферт Л. Л., Яшин В. Д., Носков Ю. С., Уваров А. Н., Федак С. И., Гусев А. И., Выставной С. А. // Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал “ГЕО”, 2000. – 188 с.

# СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

*Серов М. А., Жижерин В. С.*

Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП ДВО РАН), г. Благовещенск, Россия  
e-mail: [serov@ascnet.ru](mailto:serov@ascnet.ru)

На основе результатов многолетних наблюдений за современными движениями земной коры исследуемого региона, морфологическим и тектоническим данным была построена математическая модель блоковой структуры. Начальными условиями для данной модели, помимо геологических данных, являются также сейсмические, геофизические данные и данные космической геодезии. В данной работе рассмотрены возможные механизмы дальнейшего развития блоковой структуры северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, на примере Верхнего Приамурья, описываемой взаимодействием трех тектонических структур: Монголо-Охотского складчатого пояса, Евразийской и Амурской литосферными плитами. Количественная оценка современных движений и деформаций земной коры необходима для безопасного ведения человеком хозяйственно-экономической деятельности. В фундаментальном плане полученные результаты позволяют углубить научные представления о механизмах коллизионного взаимодействия литосферных плит, а также уточнить границы Евразийской и Амурской плит в пределах изучаемой территории.

## MODERN MOVEMENTS AND SIMULATION OF STRESS-STRAIN STATE OF THE CRUST OF NORTH-EAST CENTRAL ASIAN FOLD BELT

*Serov M. A., Zhizherin V. S.*

Institute of Geology and Nature Management FEB RAS (IGNM FEB RAS), Blagoveshchensk, Russia  
e-mail: [serov@ascnet.ru](mailto:serov@ascnet.ru)

On the basis of long-term observations of the modern crustal movements of the investigated region, morphological and tectonic data was constructed a mathematical model of block structure. The initial conditions for this model, in addition to geological data, are also seismic, geophysical data and space geodesy. In this work possible mechanisms of further development of block structure of northeast part of the Central Asian folded belt, the example of the Upper Amur Region, describes the interaction of three tectonic structures: the Mongol-Okhotsk fold belt, Eurasian and Amur lithospheric plates. Quantitative assessment of contemporary movements and deformations of the earth's crust is necessary for safe man of economic activities. In fundamental terms of the results obtained allow to deepen the scientific understanding of the mechanisms of collisional interaction of lithospheric plates, and also to clarify the boundaries of the Eurasian and Amur plates within the study area.

Геодезические наблюдения за современными движениями тектонических блоков земной коры на территории Верхнего и Среднего Приамурья были начаты совместно с ИЗК СО РАН в 2001 году [4]. Первые наблюдения были проведены по профилю от г. Благовещенска до ст. Известковой, Еврейская АО, включающего 5 реперных и 1 стационарный пункт наблюдений. В 2007 году сотрудниками ИГиП ДВО РАН организован северный геодинамический полигон, который проходит от п. Ерофей-Павлович до г. Зея, от п. Маг-

дагачи до п. Нагорный и насчитывает 20 реперных и 3 стационарных пункта наблюдений [2].

В результате измерений с использованием GPS технологий были получены новые данные о геодинамической активности разломно-блоковых структур Верхнего Приамурья и о скоростях их смещений. Установлено, что блоковые структуры имеют тенденцию к смещению преимущественно в ЮВВ направлении, со скоростями (в системе отсчета ITRF2008) до 30 мм/год (рис. 1).

Левостороннее направление движения совпадает с типом основных разломных нарушений региона и может свидетельствовать о продолжающихся горизонтальных перемещениях вдоль западного фланга Южно-Тукурингского разлома.

В настоящее время имеются достаточно подробные карты разломной тектоники юга Дальнего Востока России и в целом понятные механизмы дробления литосферы на блоки. Когда плановая конфигурация блоков и механизмы очагов землетрясений определены, имеется возможность численного моделирования дальнейшего развития блоковой делимости территории. В данной работе рассмотрены возможные механизмы дальнейшего развития блоковой структуры юга Дальнего Востока России, на примере Верхнего Приамурья, описываемой взаимодействием трех тектонических структур: Монголо-Охотского складчатого пояса, Евразийской и Амурской литосферными плитами, разделенных на восемь блоков (Становая ПЗ восточная и западная часть, Сутамский, Ларбинский, Тынденско-Зейский, Селенга-Становой, Монголо-Охотский складчатый пояс, Аргуно-Мамынский). Показано, что при сохранении имеющихся напряжений развитие системы пойдет по пути частичного разрушения юго-восточной части Селенга-Станового блока и юго-западной части Становой ПЗ. При реконструкции полей перемещений правдоподобной оказалась модель с наличием генеральных разломов, проходящих по Джелтулакскому и Тукурингскому разломам, разделяющих три тектонические структуры с разными реологическими свойствами. Таким образом, достоверность модели, учитывающей границу раздела более пластичных Монголо-Охотской складчатого пояса, Тынденско-Зейский блок и более жестких блоков Сутамский, Ларбинский, Селенга-Становой, Аргуно-Мамынский, Становой ПЗ, подтверждается GPS-наблюдениями. Помимо научного значения подобные модельные построения имеют и прямой выход на практику, поскольку позволяют выявить участки структуры, где происходит концентрация напряжений, которые при разрядке могут вызвать катастрофические сейсмические события. В работе описан новый подход в моделировании напряженно-деформированного состояния Верхнего Приамурья и протестированы разработанные модели на основе геоморфологической и сеймотектонической информации. Для выяснения механизмов современных деформаций Юга Дальнего Востока России, на примере Верхнего Приамурья, было проведено численное моделирование тектонических движений этого региона, в результате которого определено напряженно-деформированное состояние литосферы региона.

На выбор места проведения исследований повлияло наличие большого объема геоморфологической, геологической и геофизической информации, полученной в ходе работ по изучению сейсмической активизации и GPS исследования на протяжении последних 6 лет. А также крупнейшее для данной территории землетрясение 14.10.2011 г.  $M = 6.0-6.5$  (в районе Сковородино) и оказавшее свое влияние катастрофическое землетрясение Тохоку ( $M = 9.0$ ) 11.03.2011 г., косейсмические сдвиги которого распространились на расстояние более 2300 км. Наибольшие ко- и постсейсмические сдвиги, превышающие 40 и 18 мм соответственно, обнаружены к западу от эпицентра землетрясения на полуострове Корея и южной части Приморского края. Максимальные смещения, зарегистрированные в г. Благовещенск и г. Зея, не превысили 5 и 4 мм соответственно.

Моделируемая область представляет собой чередование зон поднятий и депрессий, которое выражается в сочетании более пластичных Монголо-Охотской складчатого пояса, Тынденско-Зейский блоков и более жестких блоков Сутамский, Ларбинский, Селенга-Становой, Аргуно-Мамынский, Становой ПЗ. В связи с чем, в расчетной модели использовались два разных предела текучести материала. Предел текучести  $a_j = 51$  МПа соответствовал более пластичным, а  $a_j = 78$  МПа – более жестким. Такой выбор реологических параметров объясняется разным составом пород.

В процессе исследования были решены две задачи: смоделировано поле напряжений, которое соответствует наблюдаемому полю сейсмичности, по данным сейсмологических служб России и КНР, а также смоделирован характер смещений по межблоковым границам, не противоречащий данным, полученным по GPS-измерениям.

Первоначально было опробовано множество расчетных схем деформирования блоков и выделен один вариант с наличием генеральных разломов, проходящих по Джелтулакскому и Тукурингрскому разломам, разделяющих три тектонические структуры с разными реологическими свойствами. В данной модели межблоковые взаимодействия задавались как отсутствие проскальзывания между всеми блоками, за исключением «генеральных разломов», где задавалось трение по закону Кулона—Мора с коэффициентом  $k = 0.7$ . Другой независимой характеристикой модели является величина толщины земной коры. В рамках приближения плоского напряженного состояния толщина элементов, моделирующих кору, задавалась для всего региона равной 40 км.

Как показывает моделирование, в пределах рассматриваемой системы блоков Верхнего Приамурья [3], современные напряжения концентрируются в двух зонах (рис. 1):

- 1) в юго-восточной части Селенга-Станового блока вдоль Северо-Турингрского разлома;
- 2) в Становой ПЗ с переходом в Тынденско-Зейский блок вдоль Джелтулакского разлома.

Зоны с максимальными напряжениями пространственно совмещены с зонами «сейсмических брешей», а их минимальные значения характеризуются достаточно большим числом сейсмических событий.

Проведенное моделирование убедительно показывают, что, зная конфигурацию блоков мобильной зоны, параметры современных движений, механизмы очагов землетрясений и варьируя граничными условиями, можно адекватно спрогнозировать области концентрации напряжений.

Полученные результаты современных движений позволяют заключить, что районы максимальной дисперсии векторного поля скоростей пространственно совмещены с зонами повышенной сейсмичности, что говорит о современной активности существующих блоковых структур.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 13-05-00190.*

## Литература

1. Ашурков С. В., Саньков В. А., Мирошниченко А. И., Лухнев А. В., Сорокин А. П., Серов М. А., Бызов Л. М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 2. С. 299–311.
2. Быков В. Г., Бормотов В. А., Коковкин А. А., Василенко Н. Ф., Прытков А. С., Герасименко М. Д., Шестаков Н. В., Коломиец А. Г., Сорокин А. П., Сорокина А. Т., Серов М. А., Селиверстов Н. И., Магуськин М. А., Левин В. Е., Бахтиаров В. Ф., Саньков В. А., Лухнев А. В., Мирошниченко А. И., Ашурков С. В., Бызов Л. М., Дучков А. Д., Тимофеев В. Ю., Гор-

нов П. Ю., Адрюков Д. Г. Начало формирования единой сети геодинамических наблюдений ДВО РАН // Вестник ДВО РАН, 2009. № 4. С. 83–93.

3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка под ред. Л. И. Красного. Спб.; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
4. Мирошниченко А. И., Сорокин А. П., Саньков В. А., Лухнев А. В., Ашурков С. В., Сорокина А. Т., Серов М. А., Панфилов Н. И. Космическая геодезия в задачах геодинамики: современные движения в Зейско-Буреинском бассейне // Тихоокеанская геология, 2008, Т. 27, № 1, С. 73–81.