

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДУНИТОВ И ОЛИВИНИТОВ
В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ
СТАБИЛЬНЫХ ЗОН ЗЕМЛИ**

Ю.Р. Васильев, М.П. Гора

*Институт геологии и минералогии СО РАН им. ак. В.С. Соболева, г.Новосибирск, e-mail:
meimech@igm.nsc.ru*

На природу дунитов и оливинитов, участвующих в строении щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов, у петрологов сформировались диаметрально противоположные представления. Одна часть исследователей считает, что эти образования являются самостоятельными интрузивными фазами, не имеющими никакого отношения к последующему щелочному магматизму. Другие, наоборот, полагают, что эти породы являются первой фазой гомодромной последовательности формирования сложных интрузий. Понимание генезиса дунитов и оливинитов в таких комплексах важно как для построения объективной модели их формирования, так и для выяснения связи с ними определенных типов полезных ископаемых (минералов платиновой группы и РЗЭ, титаномагнетитовых и перовскитовых руд, апатита и флогопита, драгоценных камней и т.д.).

Известно, что к зональным интрузивным комплексам внутриплитного магматизма относятся сложно построенные массивы с гомодромной последовательностью формирования фаз: от дунитов (или оливинитов) к щелочным породам и карбонатитам. Подобные интрузивные образования установлены на всех континентах, в том числе на территории России, где они выделены в самостоятельные провинции: Маймеча-Котуйская и Алданская на Сибирской платформе, каледонская на Кольском полуострове и другие [1,2,3 и др.]. Все эти интрузивные комплексы обладают целым рядом общих признаков морфологии, внутреннего строения и вещественного состава. А именно: имеют штокообразную цилиндрическую форму тел с округлым или овальным сечением на современной поверхности, площадь которого редко превышает 20 км²; зональное распределение интрузивных фаз; разнообразие вещественного состава пород; «задирание» горизонтально лежащих осадочных пород в контакте с интрузивным телом с образованием диапировых структур. В идеальном случае, при максимальном развитии интрузивных фаз, первыми всегда внедряются дуниты, занимающие центральную часть комплексов.

Такие интрузивные комплексы, в которых дуниты или оливиниты составляют основной или значительный объем массива, известны в различных провинциях. В Маймеча-Котуйской провинции к ним относятся интрузии Бор-Урях, Кугда, Одихинча.

Особое положение занимает крупный Гулинский плутон. В Алданской провинции примером таких интрузий являются Инагли и Кондер. На Кольском полуострове к интрузиям, где явно преобладают оливиниты, относятся массивы Лесная Варака и Ковдор. Подобные соотношения интрузивных фаз известны и в других провинциях стабильных зон Земли [2].

В Маймеча-Котуйской провинции дуниты явно преобладают в составе Гулинского плутона, который располагается на междуречье Котуя и Маймеча, занимая, с учетом геофизических данных, площадь в 2,0 тыс.км². Его обнаженная часть равна 600 км² и на 70-75% сложена дунитами. Это, как правило, мономинеральные породы с аллотриоморфнозернистой реже порфирированной структурой и петельчатой серпентинизацией. Для них характерен парагенезис высокомагнезиального оливина с аксессуарной хромшпинелью [4]. Под воздействием щелочных интрузий и карбонатитов дуниты в отдельных участках становятся свежими за счет десерпентинизации и перекристаллизации. При этом хромшпинелиды приобретают зональную структуру и обрастают каёмками титаномагнетита. Возникают так называемые «вторичные» дуниты. В тех участках, где дуниты подвергаются интенсивной метасоматической клинопироксенизации, дуниты также меняют свой состав. Оливин становится более железистым, а хромшпинелиды замещаются титаномагнетитом. При перекристаллизации и метасоматическом преобразовании дунитов происходит также перераспределение минералов платиновой группы [5].

В юго-западной части Гулинского плутона располагается лавовое поле меймечитов с общей площадью порядка 60 км². Меймечиты содержат многочисленные (до 60-70%) вкрапленники оливина с аксессуарными хромшпинелидами, которые по своему составу близки к одноименным минералам дунитов. Такое сходство составов парагенезисов (оливин+хромшпинелид) из меймечитов и дунитов позволило нам в своё время [4] высказать предположение, что дуниты Гулинского плутона могут быть кумулятом расплава, состав которого близок к меймечиту (щелочному пикриту).

Следует отметить также, что нами впервые были выявлены и изучены высокотемпературные пироксен-плаггиоклазовые роговики, возникшие в контакте дунитов с базальтами коготокской (онкучакской и тыванкитской) свиты. Это свидетельствует о том, что дуниты внедрялись в виде раскалённого пластичного тела, способного формировать высокотемпературные роговики. Микроструктурный анализ ориентировки зерен оливина подтверждает физическое состояние внедряющейся гомогенной оливиновой массы.

Дуниты, формирующие центральные «ядра» интрузивных комплексов Алданской провинции (Кондёр, Инагли), имеют общие признаки вещественного состава, структурного рисунка пород и даже оруденения с Гулинским плутоном [6]. Эти массивы, как и Гулинский плутон, в качестве полезного компонента содержат минералы платиновой группы, формирующие промышленные россыпи. Основной объем интрузии составляют дуниты, занимающие центральную часть массива. Дунитовые «ядра» окружены кольцевыми интрузиями щелочных пород, под воздействием которых дуниты частично метасоматически переработаны. По структурному рисунку пород и составу

минералов дунитового парагенезиса (оливин, хромшпинелид) дуниты этих интрузий близки к дунитам Гулинского плутона.

В результате исследования расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Кондёрского массива получена информация о физико-химических параметрах магматических процессов, сформировавших этот платиноносный щелочно-ультраосновной массив [7]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что процесс формирования дунитов массива происходил из водонасыщенного расплава, близкого по составу к биотит-пироксеновому щелочному пикриту, при минимальной температуре 1230°C.

Оливиниты присутствуют в интрузивных комплексах в различных соотношениях с другими интрузивными фазами вплоть до образования мономинеральных тел. В Маймеча-Котуйской провинции к ним относятся интрузии Бор-Урях, Кугда, Одихинча и др. На Кольском полуострове - Лесная Варака, Ковдор и др. Породы всегда очень свежие, имеют разноструктурный рисунок и размерность зерен вплоть до образования пегматоидных разностей. Для них характерен парагенезис высоко магнезиального оливина с титаномагнетитом. Оливины из оливинитов отличаются от оливинов из дунитов Гулинского плутона более высоким содержанием Fe комп., а также переменным содержанием таких элементов-примесей как никель, марганец, хром, которые не коррелируются составом оливинов. В оливинитах всегда присутствуют в переменных количествах пироксен, флогопит, титаномагнетит, перовскит, клиногумит, ювелирный хризолит и другие метасоматические минералы, иногда образующие крупные рудные скопления и промышленных месторождений. Формирование оливинитов и их последующее метасоматическое преобразование связано с флюидно-магматическим воздействием щелочных интрузий на дуниты. Это подтверждается присутствием реликтов дунитов среди оливинитов интрузий Одихинча и Бор-Урях.

В интрузии Одихинча сохранились реликты мелкозернистых дунитов с аксессуарными хромшпинелидами, но наиболее полно этот процесс прослеживается в интрузии Бор-Урях. Она представляет собой небольшое (16 км²) тело грушевидной формы полностью сложенное разноструктурными оливинитами. При изучении массива нами было установлено, что неширокая прерывистая (первые метры) эндоконтактная зона массива сложена серпентинизированными дунитами с аксессуарным хромшпинелидом. Этот парагенезис (оливин+хромшпинелид) аналогичен парагенезису дунитов Гулинского плутона.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по преобразованию первичных дунитов в оливиниты с изменением состава оливинов в сторону повышения их магнезиальности и выноса из них элементов-примесей. При этом происходит также разрушение аксессуарной хромшпинели и ее замещение титаномагнетитом с переменным содержанием хрома.

В контакте с оливинитами Бор-Уряхской интрузии в свое время В.В.Ревердатто [8] описал высокотемпературные роговики. Мы считаем, что эти роговики образовались при воздействии дунитов, которые в виде раскаленного штока внедрялись в терригенно-карбонатные породы чехла, образуя диапировую структуру.

Таким образом, изложенные факты и имеющийся в нашем распоряжении фактический материал свидетельствуют о том, что дуниты и оливиниты тесно взаимосвязаны друг с другом, но имеют различную природу. Дуниты щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов, вероятнее всего, являются кумулатами расплава, близкого по составу к щелочному пикриту (меймечиту). В свою очередь, оливиниты являются преобразованными дунитами под воздействием щелочных расплавов и флюидов. При этом в дунитах и оливинитах формируются крупные скопления разнообразных рудных проявлений и месторождений.

Литература

1. Егоров О.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. Ленинград: Недра. 1991.
2. Главнейшие провинции и формации щелочных пород (Отв.ред. д.г.-м.н. Л.С.Бородин). М.: Наука. 1974.
3. Свешникова Е.В. Магматические комплексы Центрального типа. М.: Недра. 1973.
4. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Изд-во Наука. 1975.
5. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышов А.И., Макеев С.М. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд. Томского ЦНТИ. 2001.
6. Васильев Ю.Р., Приходько В.С., Пругов В.П., Ткаченко Н.А. Оливины из дунитов щелочно-ультраосновных интрузий Алданской провинции. //ДАН СССР. 1990. т.312. № 1.
7. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарнавский А.В. Условия кристаллизации дунитов Кондёрского платиноносного щелочно-ультраосновного массива, юго-восток Алданского щита //Тихоокеанская геология. 2010. т.29. №5. С. 82-93.
8. Ревердатто В.В. Метаморфизм в контактах ультраосновного массива Бор-Урях. //Докл. АН СССР. 1965. т.163. № 4. С. 970-973.

ГЕОТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЭПОХИ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

В.Г. Ветлужских

Филиал Алданский ГУГПП РС(Я) "Якутскгеология"; г.Алдан; e-mail aldgeo 2010 @ mail.ru

Алдано-Становой щит – геоблок с высоко-поднятым архей-протерозойским фундаментом, расположенный на южной периферии Сибирской платформы, неоднократно подвергался сильному тектоническому воздействию окружающих активных областей (Байкало-Патомской, Забайкалья, Верхоянья, Монголо-Охоти). Особенно интенсивная структурно-вещественная переработка кратона происходила в мезозое (юра-мел).

Активизация началась после периода тектонического покоя, существовавшего с конца палеозоя до середины мезозоя, формированием обширных сводов и депрессий [7]. В ранней юре от активного Станового сводового плутоногена до Вилюйской синеклизы простиралась слаборасчлененная равнина, где древними реками рыхлый материал перемещался на север без накопления. К средней юре здесь площадь сноса ограничивается с ростом Алданского сводового поднятия, конформного Становику. Этими сводами замкнулась Южно-Якутская депрессия - озерная равнина с подпруженной гидросетью, где длительное заболачивание и торфообразование привело

к накоплению угленосных толщ средней и верхней юры, мела. Поперечные поднятия разобщили депрессию на отдельные Усмунскую, Чульманскую и Токкинскую впадины [12]. В позднеюрское-раннемеловое время область сводовых поднятий расширяется, а впадины сокращаются и смещаются к югу и востоку. Мощность мезозойских терригенных отложений во впадинах достигает 3-4 км.

По границам широтных сводов и депрессий образовались региональные зоны разрывов, по которым произошли ступенчатые перемещения фундамента. Наиболее интенсивно они проявились в Северо-Алданской ступенчато-флексурной зоне [3, 6], отделившей активизированный щит от стабильной области платформы.

При смещениях фундамента происходило вертикальное растяжение слоистых толщ чехла, обусловившее образование, - особенно вблизи границ с фундаментом, - субгоризонтальных трещинных зон, вместивших весьма характерные для ранних этапов мезозойского магматизма на Алдане (средняя-верхняя юра), плоские синкинематичные интрузии (силлы, пластовые тела). Субгоризонтальные гигантские интрузии мезозойских гранитов Станового свода (раннего этапа), по-видимому, вмещаются региональными трещинными зонами, образованными при интенсивных вертикальных движениях блоков фундамента по околосводовым структурным швам.

В этап максимальной активизации (конец верхней юры - ранний мел) по северному фронту Станового свода образовалась "буферная зона" интенсивно дислоцированных докембрийских пород, надвинутая на мезозойские впадины с юга с амплитудой до 15 км. В краевых зонах впадин проявились наложенные взбросо-надвиговые, сдвиговые, складчатые и мелкоблоковые дислокации. В этот этап в магматических узлах Алданского свода к плоским интрузиям раннего этапа прибавились крупные массивные интрузии центрального типа, группы штоков, зоны даек - с интенсивным проявлением щелочно-сиенитовых и щелочно-базитовых глубинных магм. Крупные массивы и штоки, как диапиры, приподнимали и деформировали слоистую толщу венд-кембрийских и юрских осадочных пород.

В раннем-позднем мелу произошло усложнение магмовыводящих региональных структур (зон и узлов). В дополнение к ортогональной системе развились СВ и СЗ глубинные магматические зоны. Широкое развитие получил дайковый и вулканический магматизм, особенно проявившейся в Джугджуро-Становой области, где сформировались многочисленные протяженные пояса даек и мелких штоков гранитоидов и диорит-сиенитов.

Эндогенная металлогения золота, урана, молибдена, алмазов и других ископаемых на Алдано-Становом щите более полувека исследуется геологоразведчиками и сотрудниками научных учреждений на основе теории Ю.А. Билибина [2] о связи оруденения с мезозойским магматизмом. Но для этих же полезных ископаемых, в первую очередь применительно к золоту, в регионе разрабатываются также гипотезы о докембрийском происхождении оруденения (Д.С. Коржинский, Г.П. Жаднова, С.В. Нужнов, Г.В. Бирюлькин, Ю.Н. Дерюгин, В.М. Никитин, А.П. Смелов, В.Д. Мельников, В.Г. Амарский и др.). Многолетний опыт поисков всё более подтверждает признание

для всего региона, как главной эпохи золотого оруденения,- мезозойской (юра-мел) эпохи- с магматогенно-гидротермальным генетическим типом золотоносности.

При металлогеническом районировании в регионе, в развитие мезозойской конценции, используются модельные разработки: мезозойских рудно-магматических систем (РМС), "инъективных парагенезов", "структурно-инъективных комплексов" [4]; мезозойских магматогенно-рудных систем и "магмотектоногенов" [11]. Согласно этим разработкам рудные районы (узлы) и рудные зоны адекватны узлам и зонам мезозойского "инъективного парагенеза" (магматизма, гидротермалитов и метасоматитов). Картографический анализ показал [5], что площади "инъективного парагенеза" мезозоя в регионе размещены довольно равномерно (через 100-180 км); они имеют изометричную и удлиненную форму и размеры в десятки километров (обычно 30-70 км). Мезозойские "инъективные ареалы" (рудно-магматические районы) обычно выражены в рельефе как купольно-сводовые поднятия (магматические морфоструктуры)[3]; реже- в зоне Станового свода- они соответствуют изометричным площадям пониженного рельефа. В геофизических полях инъективным ареалам мезозоя конформны аномалии гравитационных минимумов, эти же инъективные площади фиксируются геохимическими аномалиями цветных и редких металлов, и их спутников.

Мезозойские "инъективные районы (узлы)" образуют линейные группировки вдоль главных мезозойских структурных зон региона (Станового и Алданского сводов, Южно-Якутской впадины), представляющие собой металлогенические или региональные рудные зоны. Наиболее крупные рудные районы (РМС)- Мурунский, Соктокутский, Верхне-Амгинский, Центрально-Алданский, Тыркандинский, Учурский - составляют Северо-Алданскую металлогеническую зону, соответствующую одноименной ступенчато-флексурной зоне, отделяющей Сибирскую платформу от активизированного щита. Вдоль региональной зоны разрывов между Южно-Якутской депрессией и Алданским сводом размещены Усинский, Янгинский, Эвотинский, Ломамский, Алтан-Чайдахский рудные узлы (Центрально-Алданская металлогеническая зона). Южнее расположена Северо-Становая металлогеническая зона, где золотоносные районы (Кабактанский, Алдан-Среднеларбинский, Верхнетимптонский, Верхне-Сутамский, Сутамский, Мугиктинский, Алгоминский) расположены по северному фронту Станового магматического пояса.

Кроме широтных группировок рудных районов различаются также меридиональные и диагональные линейные группы районов. Субмеридиональные зоны сближенных рудно-магматических узлов: Алдан-Верхнетимптонская (районы: Центрально-Алданский, Эвотинский, Верхнетимптонский и др.) и Тыркандино-Гилюйская (районы: Сутамский, Ломамский, Тыркандинский и др.). Это зоны высокой интенсивности мезозойского магматизма, вероятно, относящиеся к крупной субмеридиональной системе разрывов - скрытым швам, конформным оси крупного мегасвода (Больше-Хинганского) [10, 6]. Субмеридиональные разрывы и инъективные зоны часто являются граничными структурами жестких стабильных блоков.

Диагональные группы рудных узлов особенно проявлены на востоке Алдано-Станового щита (в Тимптоно-Учурской области), где в верховье р. Гонома крупная СВ

тектоно-магматическая зона протягивается вдоль границы Сутамской глыбы (Верхнетиптонский, Гувилгринский, Ломамо-Ытымджинский районы). Северо-Западное направление имеет группа районов Нингамского и Ломамо-Ытымджинского.

В целом, размещение рудных районов ("инъективных ареалов", РМС) имеет характер решетчатой сети, единой для всего Алдано-Станового щита. Распространенность мезозойского "инъективного парагенеза" в регионе определяет единая геотектоника активизации, вызванная внешним воздействием на щит в юре-мелу со стороны активных региональных систем Дальнего Востока (Буреинского массива, Монголо-Охотской зоны, Сихотэ-Алиня, Большехинганского свода). Это было обширное региональное давление (стресс) с юга на север, фронт которого был сопоставим с размерами Алдано-Станового щита, его мезозойскими сводами (Алданским, Становым) и Южно-Якутской впадиной. Геодинамика мезозойского давления (стресса) обусловлена "дрейфом" литосферных плит Азии [8] и воздействием Тихоокеанского подвижного пояса [14]. С направлением "дрейфа" согласуются простирания всех продольных и поперечных активных структурных зон Амурской плиты и Алдано-Станового щита. Соответствует влиянию "дрейфа" и четкая асимметрия мезозойских структур [6]:

- а) мезозойских впадин (Чульманской, Токинской и др.) - с осевыми плоскостями, падающими на юг;
- б) складчато-разрывных дислокаций - с южным падением осевых плоскостей, наложенных на юрскую толщу вдоль южной границы мезозойских впадин;
- в) взбросо-надвиговых зон в Северо-Становом краевом шве - с южным падением сместителей и пакетов пластин юрских песчаников и архейских диафторированных пород [1];
- г) плитообразных гранитных массивов Становика, с южным падением контактов;
- д) асимметрия граничного шва Буреинского массива и аркогенной структуры в торцевой части Больше-Хинганского свода (излучина р. Амур).

Столкновение Амурской литосферной плиты с Алдано-Становым щитом и наличие далее к северу еще более жесткого упора (Сибирской платформы) привело к формированию поддвига подвижных масс со стороны Буреинского массива и Монголо-Охотии под Алдано-Становой кратон [13, 6]. Этот развивающийся по типу зон Беньюфа-Заварицкого региональный подвиг, как главный механизм активизации, мог регулировать воздымание сводов и образование впадин, движение глыб по сопряженным сколам, взбросо-надвиги и образование латеральных зон дислокаций. С активизацией глубинных уровней щита возбудились "горячие линии", генерирующие мезозойские магматические массы. Процессы выведения и локализации магматических масс и флюидов протекали в условиях регионального сжатия, как прерывистое "выдавливание" из больших глубинных объемов в поверхностные, сравнительно малопроницаемые структуры. С погружением зоны поддвига на север энергетическое воздействие распространялось на всё более глубинные уровни литосферы, и магматические массы и рудные флюиды инъецировались из более глубинных очагов. Вероятно, этим следует объяснять имеющую место тенденцию увеличения на север

доли глубинных базитовых и щелочных магм и соответствующих рудных флюидов в магматических узлах Алдано-Станового щита. Потому и металлогения мезозоя наиболее сложная и интенсивная в самой северной – Северо-Алданской зоне (Верхне-Амгинский, Центрально-Алданский, Тыркандинский, Учурский районы)- т.к. в этой зоне оказались активными очаги генерации на максимально большую глубину, и здесь на срезе совмещена особенно разнообразная, разноглубинная минерализация золота, молибдена, урана, платиноидов, алмазов. За пределами Северо-Алданской металлогенической зоны "инъективные парагенезы" мезозоя разобщены. Обособляются "инъективные парагенезы": кислого и кислотно-щелочного магматизма с золотом, молибденом, ураном; базит-ультрабазит-щелочных интрузий с платиной, алмазами, медью.

По особенностям мезозойского структурно-инъективного комплекса в регионе различаются золоторудные районы с "сосредоточенным" и "рассредоточенным" парагенезами. К первому типу относятся районы собственно Алданского щита, где оруденение обычно тесно связано с разнообразным магматизмом в локальных магматогенных сводоструктурах и вблизи их. Районы, расположенные южнее (Верхнетимптонский, Кабактанский, Сутамский и др.) - увязываются со Становым магматогенным сводом, но оруденение здесь существенно обособлено от гранитоидных плутонов совместно с дайковыми интрузиями ("рассредоточенный парагенез"), и часто размещается в зонах диафторических швов.

Промышленные золоторудные месторождения известны более полувека в Центрально-Алданском районе. Они связаны с мезозойским магматизмом и отнесены к пяти промышленным типам: куранахскому, лебединскому, рябиновому, эльконскому, самолазовскому. Типы оруденения различаются, в первую очередь, по характеру рудовмещающих обстановок и по морфологии рудных тел. Минералого-геохимические характеристики руд разнятся в меньшей степени; оруденение разных типов локализовано близко по глубинности и времени, с совмещенностью в единых структурах рудных районов. Поэтому рудноформационная принадлежность выделенных типов оруденения остается неясной. По А.Н. Угрюмову [15] на Центральном Алдане в мезозое проявлена единая золоторудная джаспероидная формация, которая по степени сульфидности руд подразделяется на две субформации (золото-сульфидную и золото-малосульфидную). В которых следует различать более дробные элементы-стадийные минеральные ассоциации и минеральные типы руд.

Рассмотрение Алдано-Станового щита в Мегасистеме активных мезозойских зон Дальнего Востока, Забайкалья, Северного Китая позволяет более высоко оценивать перспективы золотого оруденения в регионе. В.И.Казанский и В.М.Яновский [9] исследуемый регион отождествляют с северной окраиной Сино-Корейского щита. Они приходят к выводу, что на Алдано-Становом щите, в т.ч. в его южной части, необходимо провести более детальные научные и поисковые работы, чтобы "... превратить эту территорию в одну из главных золотодобывающих провинций России". Нами в регионе выделяется субмеридиональный Алдано-Амурский максимум золотоносности, непосредственно увязываемый с крупной металлогенической единицей Китая-Больше-Хинганским мезозойским плутоно-вулканическим сводом. В целях

уточнения районирования золотоносности Алдано-Станового щита и оценки ее перспектив, предлагается составить по региону специализированную металлогеническую карту по золоту масштаба 1:500 000.

Литература

- 1.Амарский В.Г.,Ветлужских В.Г.Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита // Геология и геофизика.1990. № 2. С. 8-12.
- 2.Билибин Ю.А. Послеюрский вулканизм Алданской плиты // Геология СССР. Том18. М-Л., 1947. С. 98-109.
- 3.Ветлужских В.Г. Мезозойские магматические морфоструктуры Алданского щита: размещение, внутреннее строение, режим тектогенеза //Проблемы морфотектонических исследований. Владивосток 1985. С. 120-126.
- 4.Ветлужских В.Г.Инъективный парагенез мезозоя в сводовоглыбовых дислокациях Алдано-Станового региона //Металлогения Сибири. Т.П.Тез. докл.ХI Всесоюз. металлогенич. совещ., Новосибирск. 1987. С. 48-50.
- 5.Ветлужских В.Г. Структурный контроль золотого оруденения Алдано-Становой провинции. // Труды ЦНИГРИ.1989. Вып.228. С. 100-109.
- 6.Ветлужских В.Г. Золотое оруденение эпохи мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой провинции: Автореферат. дис.. д-ра геол.-минер. наук. Москва. 1990.
- 7.Желинский В.М., Коробицына В.Н., Каримова С.С. Мезозойские отложения и генетические типы угольных пластов Южной Якутии // Новосибирск. Наука. 1976.
- 8.Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. Москва, Недра.1979.
- 9.Казанский В.И., Яновский В.М. Сопоставление мезозойских золото-рудных районов Сино-Корейского и Алдано-Станового щитов. //Геология рудных месторождений. 2006. Т.48. № 1. С.51-70.
- 10.Корешков И.В. Сводообразование и развитие земной коры: М.: Недра, 1985.
- 11.Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис...д-ра геол.-минер.наук. Якутск. 2003.
- 12.Микунов В.Ф.Основные особенности тектоники и истории развития Чульманского прогиба (Южная Якутия) //Изв. АН СССР, сер. геол.1965. № 4. С. 42-57.
- 13.Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойской северо-востока Азии. Новосибирск. Наука.1984.
- 14.Романовским Н.П., Малышев Ю.Ф. и др. Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология.2009. том 28. № 4. С. 35-54.
- 15.Угрюмов А.Н. Джаспероидные месторождения золота (геология, условия размещения и формирования): Автореф. дисс.. д-ра геол.-минер.наук. Екатеринбург.1993.

СОСТАВ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И ЕГО ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Г.М. Вовна, М.А. Мишкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, , e-mail: gala1367@mail.ru

Фундамент Северо-Азиатского кратона доступен изучению в выходящих на поверхность глубинных блоках пород Анабарского, Алданского щитов и Шарыжалгайского поднятия (рис.), которые претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации при $T = 850-950^{\circ}\text{C}$ и $P = 9-11$ кбар [1, 2, 3].

Собственные исследования авторов и литературные материалы свидетельствуют о том, что основание разрезов глубинных гранулитовых комплексов указанных выше структур сложено породами метабазит-эндербитовой ассоциации. Основной объём пород этой ассоциации представлен гиперстеновыми плагиогнейсами - эндербитами. Толща эндербитов содержит отдельные (от 1 до нескольких десятков метров мощности) прослои, линзы, будины сланцев основного (двупироксеновых, двупироксен-

Петрохимические особенности пород свидетельствуют о том, что протолиты гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации представлены вулканитами известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий. Среди исходных вулканитов известково-щелочной серии преобладают андезиты и дациты (гиперстеновые плагиогнейсы). Величины $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ эндербитов метабазит-эндербитовой ассоциации раннего и позднего архея имеют положительные значения, что свидетельствует об ювенильном происхождении их протолитов. Вулканиты коматиит-толеитовой серии представлены коматиитами, коматиитовыми и толеитовыми базальтами (двупироксен-оливиновые, двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые сланцы, амфиболиты). Замечательной особенностью установленного исходного состава нижней части разрезов глубинных гранулитовых комплексов является переслаивание исходных вулканитов андезит-дацитовой ассоциации известково-щелочной серии и коматиит-толеитовой серии. Эта особенность исходного разреза имеет важное значение для выбора геотектонической модели формирования вулканогенных комплексов ранних стадий становления сиалической земной коры. Авторы полагают, что указанные выше особенности исходного состава нижних частей разрезов глубинных гранулитовых комплексов могут быть удовлетворительно объяснены на основе концепции мантийных плюмов, ведущая роль которых в архейских тектоно-магматических процессах развития Земли подчёркивалась ранее многими исследователями [7 и др.]. В работе [3] представлена плюмовая модель формирования ранней сиалической коры на основе детального исследования петрохимических и геохимических особенностей пород глубинного гранулитового комплекса юга Алданского щита. Представленная петрологическая модель формирования ранней сиалической коры включает две стадии. Первая стадия связывается с началом подъёма мантийного плюма и его декомпрессионного плавления при варьирующих условиях P , T и степеней плавления. В эту стадию происходило отделение коматиитовых расплавов от плюма. Источником плюма служила деплетированная верхняя мантия. Во вторую стадию формировались вулканиты андезит-дацитовой ассоциации в результате частичного плавления первичной базальтовой коры. Метаандезиты и метадациты изученных глубинных гранулитовых комплексов обеднены тяжёлыми РЗЭ.

Это требует присутствия в составе рестита граната равновесного с исходным расплавом. Последнее означает, что процессы формирования андезитовых и дацитовых магм должны были происходить при давлении не менее 10 кбар, т.е. при мощности первичной базальтовой коры как минимум 25 км. Согласно имеющимся расчётам, теплогенерация в раннем архее была примерно в три раза выше современной, что способствовало формированию мощной первичной базальтовой коры, толщина которой могла достигать 60 км [8]. При подобной мощности первичной базальтовой коры вполне могли реализоваться требуемые условия по давлению при выплавлении расплавов среднего и кислого состава. Метаморфизм амфиболитовой фации, а затем частичное плавление первичной базальтовой коры происходили под влиянием тепла поднимающихся мантийных плюмов и отделявшихся от них магм. Мантийные плюмы сопровождалась ореолами восстановленного флюида (H_2 , CO , CH_4), который по мере

подъёма охлаждался с постепенным трансформированием в углекисло-водный, что способствовало понижению температуры плавления первичной базальтовой коры. Излияниями на поверхность андезитов и дацитов - производных частичного плавления первичной базальтовой коры, а также коматиитов и базальтов - производных частичного плавления мантийных плюмов, были сформированы протолиты метабазит-эндербитовой ассоциации. Указанный выше комплекс вулканитов формировал на поверхности архипелага вулканических островов, которые, разрастаясь при дальнейшем функционировании магматической деятельности плюмов превращались в первые сиалические микропротоконтиненты.

Существующие в настоящее время изотопные датировки возраста протолитов архейских метаморфических комплексов Сибирского кратона позволяет сделать следующие выводы. В раннем архее 3,3-3,4 млрд. лет назад на месте Северо-Восточного кратона (в современных географических координатах) существовало, по крайней мере, три области проявления древнего сиалического магматизма, где формировались первые микропротоконтиненты будущего Северо-Восточного кратона. Одна область располагалась в пределах юга нынешнего Анабарского щита, где возраст протолитов метабазит-эндербитовой ассоциации составляет 3,32 млрд. лет (метод SHRIMP) [1]. Вторая область соответствовала Нимнырскому блоку нынешнего Алданского щита, с возрастом протолитов эндербитов 3,33 млрд. лет (метод SHRIMP) [9]. Третьей области соответствует Шарыжалгайский выступ (Иркутский блок) юго-запада Сибирского кратона, где распространена метабазит-эндербитовая ассоциация с возрастом протолитов 3,39 млрд. лет (метод SHRIMP) [10]. Кроме того, предположительно, выделены ещё две области проявления раннеархейского сиалического магматизма (на рис. отмечены знаком ?) на основании Sm-Nd модельных датировок пород погребённого фундамента по керну скважин [11]. Предполагается, что под этими областями в раннем архее существовали долгоживущие плюмы с магматической деятельностью которых связаны проявления самой древней вулканической деятельности на Востоке будущего Азиатского континента. Растеканием этих плюмов от их изначальных центров было обусловлено дальнейшее распространение уже в позднем архее вулканического среднего и кислого магматизма, завершившего формирование ранней сиалической коры будущего Северо-Азиатского кратона (рис.). Имеющиеся данные по изотопному датированию протолитов архейских метаморфических комплексов (см. рис. 1) позволяют полагать, что большая часть ранней сиалической коры Северо-Азиатского кратона была сформирована в позднем архее.

Литература

1. Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. М.: Наука, 1988.
2. Кузнецова Ф.В. Гранулитовый комплекс Юго-Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1987.
3. Вовна Г.М. Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007.
4. Другова Г.М., Бушмин С.А., Харитонов А.М. В кн.: Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С. 35-52.
5. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986.
6. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993.
7. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. // Геотектоника, 2000. № 2. С. 3-25.

8. Abbot D.H., Burgess L., Longhi J. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 13835-13850.
9. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. // Precamb. Res. 1992. V. 54. P. 195-210.
10. Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. // Precamb. Res. 2005. V. 136. P. 353-368.
11. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394-408.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ АВТОНОМНЫХ АНОРТОЗИТОВ АЛДАНСКОГО И АНАБАРСКОГО ЩИТОВ

М.З. Глуховский¹, М.И. Кузьмин²

¹Геологический институт РАН, г. Москва; e-mail: marat@ilran.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск; e-mail: mikuzmin@igc.irk.ru

Алданский щит, относится к южному сегменту Алдано-Станового сиалического ядра диаметром 1100 км. [1]. В его пределах выделяются две тектоно-метаморфические области: внутренняя — гранулитогнейсовая и внешняя — амфиболитогнейсовая (рис.1). Эта неоднородность возникла в палеопротерозое в результате процессов метаморфизма деформаций и магматизма, наложенных на более древнюю архейскую структуру [2]. К следствиям этого термотектогенеза относится, развитие автономных анортозитов, в частности, Каларского массива возрастом 1926 млн. лет, $T_{Nd} (DM) = 2574-2878$ млн. лет, $\epsilon_{Nd} (T) = -5$ — -9 и с мантийными $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7028-0.7027$ отношениями. С анортозитами связаны граниты, которые, отдалены от анортозитов, но комплементарны с ними по РЗЭ и близки по изотопным показателям [5]. Это массив субщелочных гранодиоритов Емеллели на р Алдан — 2007 млн. лет; аляскитовые граниты — 1901 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -8.5$ и $T_{Nd} (DM) = 2.72$ млрд. лет, широко распространенные в гранулитогнейсовой области. Вблизи массивов анортозитов развиты граниты кодарского — 1876 млн. лет, $\epsilon_{Nd} (T) = -6.5-8.3$, $T_{Nd} (DM) = 2.7-3.1$ млрд. лет и Улканского — 1740 млн. лет комплексов. Массивы анортозитов, равно как и небольшие разрозненные тела этих пород, метагаббро и эклогитов совмещены с зонами гравитационных максимумов. Этот геофизический критерий лег в основу выделения под платформенным чехлом к северу от Алданского щита еще четырех массивов анортозитов [8], которые вместе с известными телами автономных анортозитов развиты во внешней зоне Алдано-Станового сиалического ядра (рис. 1). По всем геохимическим показателям зарождение автономных анортозитов было связано с масштабным частичным плавлением сначала верхней мантии с выплавлением пород базит-ультрабазитовой ассоциации, затем — нижней коры с выплавлением большого объема исходного вещества кварцеводиоритового состава. Далее, в условиях высоких температур и давления по механизму фильтр-прессинга исходное вещество разделилось на плагиоклазовый кумулат и легкоплавкую «гранитную жидкость» [2, 5, 6]. Все это, а также центрональное строение структурно-метаморфических областей Алданского щита и радиально-кольцевое размещение массивов анортозитов и связанных с ними пород, описывается моделью плюм-андерплейтинга. Подъем плюма и давление его головы привели в итоге

к горизонтальному перемещению нижнекоровых тектонических потоков с «анортозитовой кашей» из центра плюма на периферию по радиальной системе глубинных надвигов и ее внедрению в верхние горизонты коры. Граниты, отделяющиеся от «анортозитовой каши», — это следы движения тектонических потоков. Именно такой механизм мог привести к формированию пологих плитообразных тел анортозитов, вергентных направлению потоков, и захвату из пород верхней коры древних протолитовых зерен цирконов (2670, 2620 млн. лет) и их абразивной обработке [5]. Разный возраст анортозитов Каларского и Джугджурского массивов можно связать с пульсацией плюма или с неодинаковыми скоростями движения тектонических потоков: 5 и 2 см/год соответственно [2]. Плюм-тектонический режим формирования и внедрения автономных анортозитов и связанных с ними пород нельзя считать универсальным, что видно на примере Анабарского щита.

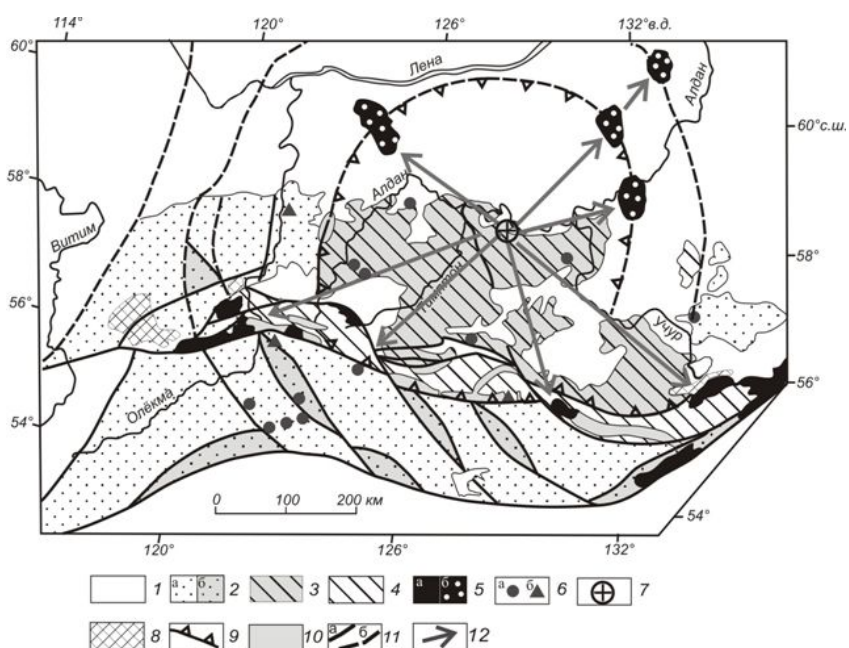


Рис. 1. Схема тектонического районирования Алданского щита и размещения анортозитов с элементами кинематики нижнекоровых тектонических потоков.

1 - нерасчлененные образования фанерозоя; 2–4 – архейско-протерозойские структурно-метаморфические области: 2 – амфиболито-гнейсовая, с площадями пород амфиболитовой (а) и гранулитовой (б) фаций метаморфизма; 3, 4 – гранулитогнейсовая умеренных, повышенных (3) и высоких (4) давлений; 5–9 - палеопротерозойские образования: 5 - массивы анортозитов вскрытые (а) и погребенные (б), 6 – малые тела анортозитов (а) и протрузии эклогитов (б); 7 – гранодиориты Емеллели в центре плюма; 8 –граниты кодарского и урканского комплексов; 9 –ареал развития красных аляскитовых гранитов; 10 – положительные гравитационные аномалии; 11 – разломы установленные (а) и скрытые (б); 12 – направление движения нижнекоровых тектонических потоков

Анабарский щит представляет собой секториальный тектонический клин другого Хета-Оленекского сиалического ядра Сибирского кратона размером 900 км. [1]. В его пределах, путем дешифрирования космических снимков низкого и среднего разрешения, а также анализа гравитационного и магнитного полей и глубинного

строения (МОВЗ) выявлена Котуйканская кольцевая структура (ККС) диаметром 250 км [3]. Ее восточный сегмент охватывает западную часть Анабарского щита, а западный — выходит за его пределы в область развития платформенного чехла (рис.2). Поля трещин и разломов относительно высокой плотности Анабарского сегмента ККС, выступают за ее пределы в виде дуговых и протяженных радиальных линейментов, ограничивающих ортогональные блоки. Ударное глубоко проникающее дробление коры определило размещение радиального роя мезопротерозойских даек долеритов и фанерозойских магматитов мантийного происхождения в центральной части ККС (рис. 2).

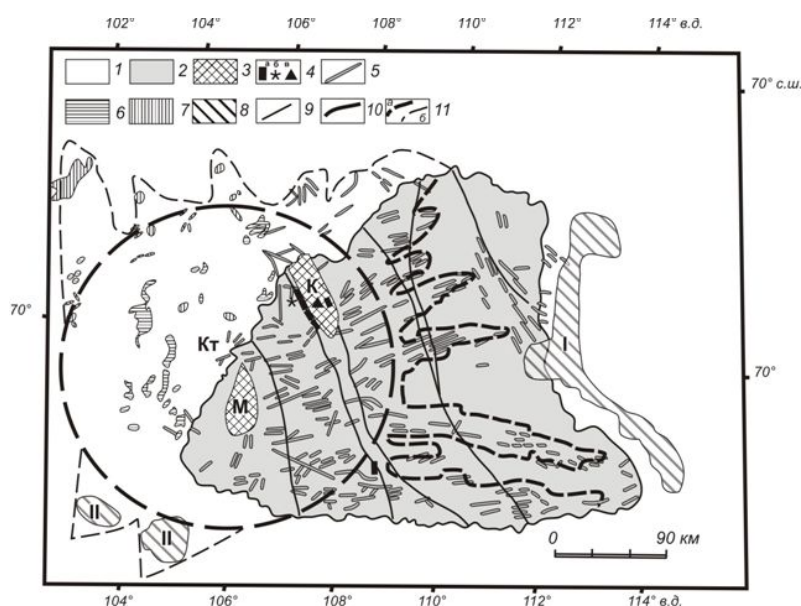


Рис. 2. Положение Котуйканской кольцевой структуры и полихронных магматических комплексов в районе Анабарского щита.

1,2 – нерасчлененные образования платформенного чехла (1) и Анабарского щита (2); 3 – купола с анортозитами: К – Котуйканский, М - Маганский; 4 – места находок: а – псевдотахилитов, б- брекчий, в – конусов разрушения; 5 - дайки долеритов мезопротерозоя; 6, 7 – интрузивы триаса: габбро-диабазы (6) и ультраосновные щелочные (7) 8 – поля кимберлитов: триасово-юрских (I) и девано-каменноугольных (II); 9 – древние разломы; 10 – границы ККС и связанной с ней повышенной трещиноватости (а – установленные и б – предполагаемые)

Эти особенности строения ККС и ее окрестностей соответствуют мегаскопическим критериям крупного импактного события. Кроме того, в ее пределах развиты разного рода брекчии, зоны динамического трения, деформированные конуса разрушения. Выделены также мощные (250-400 м) и протяженные (более 1 км) тела псевдотахилитов, которые формируются в условиях амфиболитовой фации в результате вибрации нижней и верхней кор при высокоэнергетическом ударе. Изохронный Sm-Nd-возраст псевдотахилитов равен 1856 ± 58 при $\epsilon Nd(T) = -9.6$ и $T_{Nd}(DM) = 3099$ млн. лет [4]. К числу микроскопических критериев импактного события отнесены диаплектовые изменения в минералах различных пород. Это перекрестное двойникование и трещины в альбите, ромбовидные трещины и механические разрывы зерен различных минералов, полосы смятия в биотите и вторично измененный уранинит с возрастом 1963 ± 56 млн.

лет [7] — близким возрасту псевдотахилитов. В пределах ККС располагаются два куполовидных поднятия: Котуйканское и Маганское с обтекаемыми (как бы выжатыми из глубин) телами анортозитов. Эти купола не несут следов разрушения ударно деформированной окружающей рамы. Анортозиты формировались в условиях гранулитовой фации 2.55 млрд. лет назад в нижней коре, $\epsilon\text{Nd}(T) = -2.6$. Возраст их метаморфизма в амфиболитовой фации — 1970 млн. лет [9] совпадает со временем импактного события. По всей видимости, выжимание «анортозитовой каши» в верхние горизонты коры и их метаморфизм происходили после шокового дробления субстрата, вызванного ударом крупного астероида.

Таким образом, можно заключить, что палеопротерозойские анортозиты Алданского щита формировались и внедрялись в плюм тектоническом режиме, а близкое по времени внедрение анортозитов Анабарского щита было связано с импактно-триггерным процессом.

Литература

1. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990.
2. Глуховский М.З. Палеопротерозойский термотектогенез — ротационно-плюмовая модель Алданского щита // Геотектоника. 2009. № 3. С. 57–78.
3. Глуховский М.З. Ротационно-плюмовый режим тектонической эволюции ранней Земли // Геофизические исследования. 2010. Т.3. № 11. С. 42–51.
4. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Геохимия палеопротерозойских псевдотахилитов Анабарского щита и механизм их образования // Докл. РАН. 2010. Т.431. № 5. С.662–667.
5. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. Автономные анортозиты Алданского щита и связанные с ними породы: возраст, геохимия и механизм образования // Докл. РАН. 2011. (в печати)
6. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228–255.
7. Ларичев А.И., Машак М.С., Старосельцев К. В. и др. Уранинит и коффинит в гранулитах Анабарского щита // Региональная геология и металлогения. 2008. № 34. С. 92–102.
8. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005.
9. Суханов М.К., Розен О.М., Журавлев Д.З. Изотопный парадокс докембрийских анортозитов на примере Котуйканского комплекса Анабарского щита // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов. I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС. 2000. С. 359–361.

ПРОГНОЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ОСНОВАНИЙ ЛИНЕЙНЫХ СООРУЖЕНИЙ С УЧЕТОМ ДЕГРАДАЦИИ МЕРЗЛОТЫ В РАЙОНАХ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

**В.И. Джурик, С.П. Серебrenников, Л.А. Усынин, А.Н. Шагун,
Е.В. Брыжак, А.Ю. Ескин**

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, dzhurik@crust.irk.ru

Сложные природные условия Восточной Сибири, определяются наличием мерзлоты и высокой сейсмичности, в этом отношении возникает необходимость всестороннего совершенствования подходов к обоснованию строительства линейных сооружений. Освоение территорий в пределах криолитозоны на участках распространения пластично-мерзлых грунтов с температурой близкой к нулю может

приводить к их деградации, это вызывает необходимость прогноза параметров сейсмических воздействий в особенности для наиболее ответственных линейных сооружений: мостовых переходов и станционных поселков. Строительство подъездных железных дорог на юге Якутии связано с планированием комплексного развития транспортных систем. Оно, в первую очередь, обеспечивает связь между месторождениями, горно-обоганительными комбинатами, промышленными и гражданскими объектами, расположенными в районах с высокой сейсмичностью, что ставит серьезные задачи по обеспечению сейсмической безопасности таких объектов и в первую очередь линейных сооружений.

Опыт инженерно-сейсмологических исследований, проведенный в пределах криолитозоны, показывает, что если методика прогноза сейсмических воздействий в баллах для естественного состояния мерзлых грунтов достаточно обоснована [1], то расчет основных параметров прогнозных акселерограмм, на случай деградации мерзлоты требует совершенствования. Реализация одного из подходов решения поставленной задачи дается на примере обоснования сейсмической опасности линейного сооружения на юге Якутии. Это проектируемая трасса железнодорожного пути от станции Икабьекан (БАМ) до Тарыннахского ГОКа протяженностью 180 км (Рис. 1). Используются основные принципы и подходы к оценке сейсмических воздействий. Прежде всего, это относится к количественной оценке параметров вероятных сильных землетрясений и формированию исходных сигналов.

На обзорной карте сейсмичности представлен район Южной Якутии, который неоднократно испытывал на себе сотрясения в 7-9 баллов [4]. Широтное направление сейсмических событий в данном районе контролируется Хани-Кудулинской разломной зоной (Рис.1. 1), входящей в систему Станового краевого шва. Эта зона объединяет систему новейших разрывных нарушений сбросо-сдвигового типа, к ней приурочены эпицентры землетрясений с $M \leq 5.0$ (Ханийское 1957г.) и палеосейсмодислокации Кудулинская и Читкандинская (Рис. 1. 2), образование которых связано с землетрясениями интенсивностью 8-9 баллов. В пределах описываемой системы разрывных нарушений обнаружены сейсмогенные деформации недавнего прошлого, приуроченные к фланговым частям (структуры "Кудули" и "Читкандинская"), образование которых связано с землетрясениями интенсивностью 8-9 баллов.

В основу сейсмического районирования исследуемой территории положена конфигурация зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ) и определение параметров их сейсмического потенциала. Зона ВОЗ с максимальным уровнем сейсмической опасности ($M=7.0-7.5$) приурочена к среднему течению р. Олекмы и расположена восточнее исследуемой территории. Она относится к области взаимодействия структур Байкальского рифта и Становой складчатой системы. Рассматриваемая зона ВОЗ способна генерировать сейсмические сотрясения с силой до 10 баллов. Зона ВОЗ с уровнем потенциальной сейсмичности ($M=6.5-7.0$) охватывает бассейн среднего течения р. Олекмы между 56 и 58 градусами северной широты (Рис. 1, 4-6). В пределах этой зоны ВОЗ находятся также сейсмодислокация "Кудули" и ряд вторичных сейсмопроявлений в виде обвалов, оползней и каменных выколов.

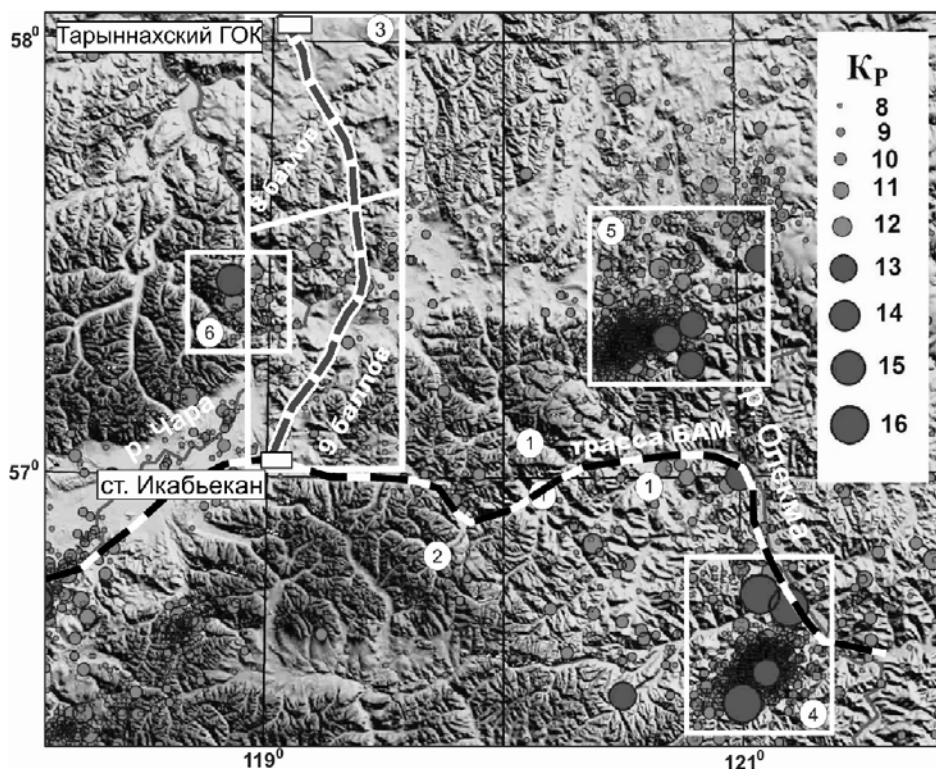


Рис. 1. Обзорная карта сейсмичности региона

Кр - энергетический класс землетрясений (до 2010г.) с 8 по 16; 1 – Хани-Кудулинская разломная зона; 2 – Читкандинская палеосейсмодислокация; 3 – район строительства; 4 – зона Тас-Юряхского (1967), Олекминского (1968) и Нюкжинского (1958) землетрясений; 5-6 – зоны с относительно повышенной плотностью эпицентров землетрясений за инструментальный период наблюдений.

Восточнее зона ВОЗ включает западную часть Чульманской впадины (междуречье Олекмы и Алдана), где находится эпицентр Южно-Якутского землетрясения 1989 года с $M=6.6$ [4]. В названной зоне возникновения очагов сильных землетрясений возможно проявление сейсмических событий с интенсивностью в 9 баллов.

Установлено, что на исследуемой территории по собранным статистическим данным, подземные толчки с $K=12$ (6 баллов) возможны один раз в 10 лет, с $K=13$ (6-7 баллов) - раз в 30 лет, с $K=14$ (7 баллов) - раз в 100 лет, с $K=15$ (8 баллов) - раз в 280 лет и $K=16$ (9 баллов) - раз в 800 лет. Таким образом, средний период повторяемости 9-ти и 8-ми балльных событий на исследуемой территории может составлять от 200 до 800 лет. По сейсмогеологическим данным району присвоен сейсмический потенциал, равный магнитуде от 6.0 до 7.0 ($K=15$ и $K=16$), глубина возникновения гипоцентров ожидаемых землетрясений 8-40 км, эпицентральные расстояния от 30-40 до 200 км, преобладающий механизм очагов всбросо-сдвиг. С учетом категории строительства обоснована и принята исходная сейсмичность трассы по карте В [2]. В итоге, на основе детального изучения сейсмичности, геологии и тектоники района, граница раздела железнодорожного пути на участки с исходной сейсмичностью 9-ть и 8-м баллов, проведена нами в масштабе строительства.

В целом исследуемый район входит в зону сплошного и островного распространения вечномёрзлых грунтов. Мощность мерзлой толщи варьирует от 0 до 300 м, температура мерзлых грунтов колеблется от минус 0,5-1,0 до минус 3-5⁰С/ Это подтверждается данными прямых измерений температуры при инженерно-геологических исследованиях проведенных для обоснования строительства. Девятибалльная зона находится в относительно более суровых климатических условиях и, следовательно, северная часть трассы характеризуется большим распространением в основании сооружения талых грунтов.

Сейсмическая опасность трассы обосновывается при использовании комплекса методов сейсмического микрорайонирования: микросейсм, сейсмических жесткостей и расчетных методов. В результате представилась возможность провести статистический анализ распределения регистрируемых параметров по физическому состоянию грунтов и дать оценку сейсмической опасности трассы железнодорожного пути в баллах и в сейсмических ускорениях при использовании расчетных методов. Использование последних не достаточно обосновано при расчетах сейсмических воздействий для грунтов различного состояния в основаниях линейных сооружений. Поэтому были привлечены амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) верхней зоны разреза, полученные по данным регистрации слабых землетрясений и с помощью метода микросейсм [3].

Основой прогноза являются, прежде всего, данные по записям землетрясений для исследуемых территорий и данные о скоростях сейсмических волн для грунтовых слоев различного состава, состояния и мощности. Для каждой зоны по большому количеству пунктов измерений были получены средние частотные характеристики по методу микросейсм (Рис. 2.1). На всех частотных кривых вертикальными отрезками показан доверительный интервал для вероятности $P=0.9$. В результате получено, что наибольшие значения уровней средних частотных характеристик при переходе от участков с минимальными значениями балльности к средним и далее к максимальным, меняются в отношении близком к 2 (1,4; 3,2; 6,8). Максимальное значение АЧХ связано с резонансными особенностями рыхлой толщи, и этот параметр использовался для оценки сейсмической опасности грунта в баллах по отношению к скальному грунту. Частоты основных максимумов на уровне 0,7 находятся в широких пределах - от 1-2 до 9 Гц и это имеет свои объяснения, поскольку в анализ включались АЧХ полученные в одинаковых по балльности сейсмических зонах, но для участков с различной мощностью верхнего слоя, лежащего на коренных породах, принятых за эталон. Однако отмечается, что при СМР по трассе использовались конкретные АЧХ, их максимальные значения и резонансные частоты.

По полученным средним частотным характеристикам восстанавливались акселерограммы сильных землетрясений на поверхности слоя, так же для каждой сейсмической зоны. Пример такого восстановления мы приводим, для краткости изложения, только для участка с исходной сейсмичностью равной 9 баллам. Для этого амплитудный спектр исходного сигнала, масштабированного для 9-ти балльной зоны, умножался на амплитудно-частотные характеристики (Рис. 2. 1), что привело к

получению спектров сильного землетрясения для изучаемых зон (Рис. 2. 2). Далее путем реализации обратного преобразования Фурье рассчитывались средние акселерограммы соответствующие сильным землетрясениям, для конкретно выделенных 8-ми, 9-ти и 10-ти балльных зон (Рис. 2. 3).

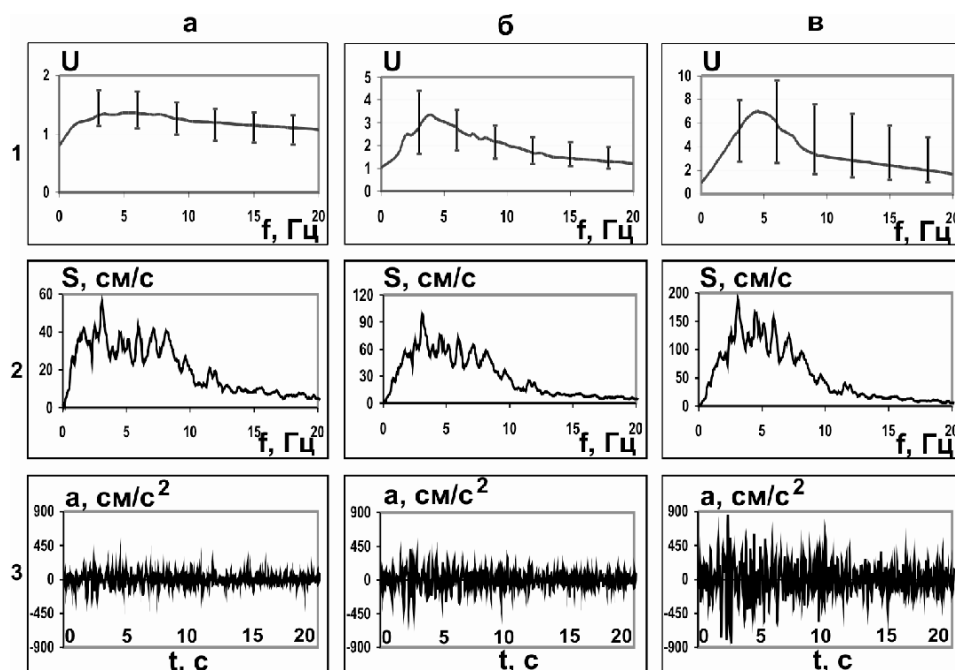


Рис. 2. Среднестатистические частотные характеристики (1) для 8-ми (а), 9-ти (б) и 10-ти (в) балльных зон; восстановленные средние амплитудные спектры сигналов для этих же зон (2) и восстановленные акселерограммы сильных землетрясений для максимальной горизонтальной компоненты (2)

Расчетные максимальные ускорений для 8-ми, 9-ти и 10-ти балльных зон равны 268, 430 и 856 см/с^2 – соответственно. С учетом доверительных интервалов относительно среднестатистической частотной характеристики разброс значений представляется следующим образом. Для коренных (эталонных) и твердомерзлых грунтов (8 баллов) относительное отклонение от среднего составляют 0,3, для 9-ти балльной зоны – 0,36 и для 10-ти (водонасыщенные грунты) - не превышают 0,4. В результате величина отклонения от среднего, по существующим шкалам, не превышают 0,5 баллов.

Таким образом, при наличии синтезированного исходного сигнала, соответствующего по своим параметрам исходной сейсмичности территории, использование экспериментальных частотных характеристик, для восстановления акселерограмм сильных землетрясений грунтовых оснований линейных сооружений, можно считать обоснованным.

Обязательным элементом, для ответственных линейных сооружений, должен являться прогноз их сейсмической опасности на случай частичной или полной деградации мерзлоты, методика такого подхода нами реализована и дает возможность проектировщикам судить, в экономическом отношении, о необходимости сохранения или уничтожении мерзлоты в процессе строительства. Для этого при использовании

теоретических расчетов, по кратко изложенной методике, получены необходимые данные, которые совместно с результатами экспериментальных измерений являются основой проведения сейсмического микрорайонирования линейных сооружений в масштабе строительства для естественных условий и обеспечивают возможность прогноза необходимого набора параметров сейсмических воздействий при деградации мерзлоты в результате строительства.

Для исследуемого участка было сформировано необходимое количество вероятностных сейсмических моделей для естественного и прогнозируемого состояния грунтов. Прогноз скоростей сейсмических волн проведен по ранее разработанной методике, по прямым измерениям в таких же по составу грунтах, но находящихся в талом или в водонасыщенном состоянии (Рис. 2). В результате прогнозируется одно из возможных состояний грунтов после нарушения их естественного состояния в результате строительства, что показывает степень увеличения сейсмической опасности, для конкретно выбранного варианта оттаивания, в параметрах сейсмических воздействий. Примеры такого прогноза для ответственных линейных сооружений на юге Якутии будут представлены в докладе.

Таким образом, при проведении сейсмогеологических и инженерно-сейсмологических исследований, и теоретических расчетов обеспечивается получение необходимых данных, которые совместно с результатами экспериментальных измерений являются основой проведения сейсмического микрорайонирования линейных сооружений в масштабе строительства и дают возможность прогнозировать необходимый набор параметров сейсмических воздействий при деградации мерзлоты в результате строительства.

Литература

1. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дренов А.Ф., Усынин Л.Н. Методика районирования сейсмической опасности линейных сооружений по сейсмогрунтовым моделям. //Криосфера земли, 2008. т. XII, №4. С. 66-76.
2. Карта общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1:8000000. М: Министерство науки и технологий РФ, 1999.
3. Методические рекомендации по сейсмическому микрорайонированию участков строительства транспортных сооружений. МДС 22-1. 2004.
4. Южно-Якутское землетрясение 20 апреля 1989 года /Б.М. Козьмин, С.И. Голенецкий, В.В. Николаев /ИМГиГ ДВО РАН. Южно-Сахалинск, 1992.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ БАЗИТОВЫХ СИЛЛОВ ЦИПИКАНСКОГО УЧАСТКА

Н.А. Доронина

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ. dna48@mail.ru

Метаосадочные породы гаргинской серии Верхневитимского террейна относятся к образованиям окраинных морей условно рифейского возраста [1]. На всей площади террейна присутствуют маломощные (до 15 м, редко больше) «прослои» амфиболитов, залегающие согласно с вмещающими породами и метаморфизованные вместе с ними.

Породы однообразны по облику, минеральному составу, текстуре и структуре. Ранее эти породы считались метамергелями и включались в состав свит; химизм их практически не изучен. В последние годы на двух участках (в районе рек Байса и Ципикан) установлено залегание их в виде силлов. По причине распространенности на большой территории ортоамфиболиты могут служить индикаторами обстановок магматизма и условий некоторых этапов метаморфизма.

На сегодня U-Pb методом установлен палеозойский возраст ортоамфиболитов на двух участках: на р. Ципикан возраст силла - 324.1 млн лет; на р. Байса возраст ортоамфиболитов подводящего канала силла – 490.6±8.2 млн лет. Возраст интрузии пироксенового габбро, опробованной в 1.5 км южнее датированного силла – 488.2±4.4 млн лет (наши данные).

На р. Ципикан в метаморфической ципиканской толще мощность апобазальтовых и апогаббровых силлов амфиболитов 0.3-100 м. Силлы обычно катаклазированы; контакты их с вмещающими породами горячие, иногда со структурами течения. Структура амфиболитов нематогранобластовая и бластопойкилитовая, в центральной части наиболее мощных тел реликтовая офитовая; текстура - сланцеватая, параллельно-полосчатая, поперечно-шестоватая. Породообразующие минералы (об. %): амфиболы ряда актинолит–феррочермакитовая роговая обманка с различным типом зональности (ретроградные, азональные, проградные) 70-100, плагиоклазы № 28 – 37 (редко до № 52) 0 – 30, рудные (ильменит, манганоильменит) до 3 %, иногда биотит и титанит; вторичные карбонат, эпидот и хлорит встречаются редко. В милонитизированных разностях секущие трещинки выполнены хлоритом и криптокристаллическим кварцем. В образцах, отобранных, предположительно, над пологим куполом нескрытой гранитной интрузии, помимо 3 – 18 об. % кварца присутствует 5-10 % калишпата в виде антипертитов и зерен. Петрографические признаки позволяют предполагать метасоматическое обогащение пород кремнеземом, калием.

Химический состав: для амфиболитов Ципиканского участка характерны содержания $\text{SiO}_2 = 44.91-66.08$ мас. % (в пересчете на сухой остаток). На классификационной диаграмме $\text{MgO}-(\text{FeO}+\text{TiO}_2)-\text{Al}_2\text{O}_3$ [2] большинство проб относится к полям толеитовой серии: по одной пробе дацитов и андезитов, остальные - высокожелезистые толеиты. Исключение составляет проба коматиитового базальта. Среди пород основного состава преобладают низкокалиевые базальты нормальной щелочности [3], резко подчинены высококалиевые трахибазальты (2 пробы) и щелочные базальты (1 проба). Метабазиты сильно дифференцированы: значения Mg\# варьируют от 44 до 72 % обратно пропорционально содержаниям TiO_2 (1.9–0.41), FeO (14.35-9.99) и P_2O_5 (0.07-0.17, редко 0.36, 0.76 мас. %). Значительно варьируют содержания $\text{Nb} = 1.4-16.7$, $\text{La} = 1.58-57.0$; $\text{Th} = 0.19-2.83$ г/т, корреляционных трендов они не образуют (мало анализов). К амфиболитам состава андезибазальтов – дацитов относятся милонитизированные породы, испытавшие кремнекислотный метасоматоз, а также амфиболиты из зон контактового влияния гранитоидных интрузий; в тех и других повышены содержания калия и легких лантаноидов, понижены Mg\# (33 – 46 %) и содержания TiO_2 (0.57 - 1.14 мас. %).

В наиболее мощном (около 100 м) силле по ручью Якша обнаруживается расслоенность по химизму. В верхней части тела залегают щелочные базальты ультракалийевые ($K/(K+Na) > 0.78$) с самым высоким содержанием K_2O (5.12 мас. %), $Mg\#$ 61.4 %, повышенными значениями Ba, Rb, Nb, Y, La-Sm и суммы REE, умеренными – Sr и самым низким CaO. Основной объем силла слагают низкокалийевые толеитовые базальты ($Mg\#$ 51.7-54.4 %); в подошве - коматиитовые базальты ($Mg\#$ 72.1 % с минимальными значениями TiO_2 , Al_2O_3 , щелочей, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U, пониженными - Ba, Rb, Sr, Nb и максимальными – Cr (обр. 80296)).

Распределение REE, нормированное к хондриту [4], в низкокалийевых базальтах соответствует тренду океанической коры [4] и аналогично океаническим базальтам плато Науру (данные из [5]). В щелочных базитах содержания LREE аналогичны их значениям в континентальной коре [4]. REE-тренды субщелочных базитов и более кислых пород приближены к OIB [4]. В коматиитовых базальтах суммарные содержания REE ниже NMORB [6] - на уровне 3 хондритовых норм (Рис.1).

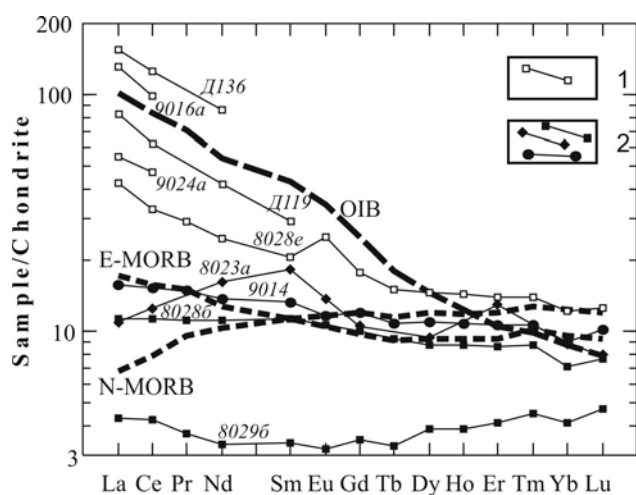


Рис. 1. Спектры распределения редкоземельных элементов для базитов Ципиканского участка, нормализованные к хондриту [4].

Залитые значки – низкокалийевые метабазальты; полые значки – щелочные базальты, трахибазальты и породы с содержаниями SiO_2 более 52 мас. %.

На всех мультиэлементных диаграммах, нормированных к составу примитивной мантии [6], наблюдаются отрицательные Nb и Zr аномалии разной интенсивности и стронциевые аномалии разного знака (Рис. 2а, 2б). Согласно работе А.Ю. Антонова [7], использованной для поиска геохимических аналогов, тренды с отрицательными Nb и положительными Sr аномалиями характерны для кайнозойских толеитовых и субщелочных базальтов Тихоокеанских островных дуг и для океанических платобазальтов Чили и Тихого океана.

Щелочные базальты и андезибазальты нашей коллекции с отрицательными Nb и Sr аномалиями и превышающими OIB содержаниями Rb, Ba, K, ближе всего к

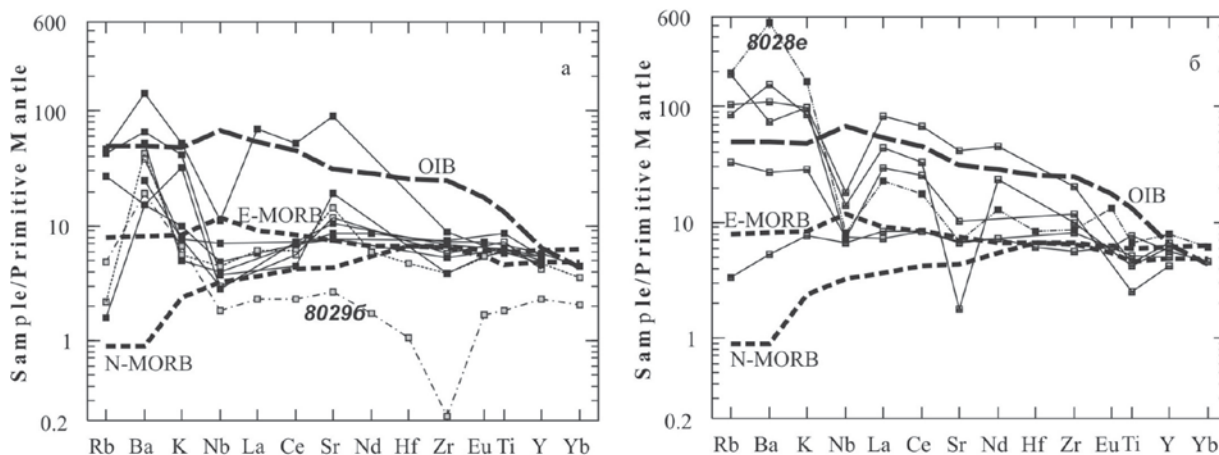


Рис.2. Мультиэлементные спектры для базитов Ципиканского участка, нормализованные к составу примитивной мантии [6].

позднемезозойским породам аналогичной кремнеземистости и щелочности Станового хребта (для сравнения: мезозойские рифтогенные щелочные базальты Юго-Восточного Забайкалья и Монголии богаче некогерентными элементами, их тренды располагаются выше кривой OIB). Аналоги толеитовых базальтов из этой группы присутствуют среди низкощелочных базальтов Снейк-Ривер (США), базальтов трапповой стадии Восточно-Африканского рифта и мезозойских субщелочных траппов Сибири. В целом, эта группа пород аналогична базальтам мезозойских рифтогенных структур.

Таким образом, можно полагать, что среди амфиболитов Ципиканского участка присутствуют геохимические аналоги кайнозойских океанических платобазальтов и островодужных пород Тихого океана, позднемезозойских рифтогенных пород Станового хребта, траппов Восточно-Африканского рифта и субщелочных траппов Сибири.

Петрохимический анализ: на дискриминантной диаграмме Dx-Dy [8] основная часть анализов располагается в поле траппов. На бинарных диаграммах [8; 9] K_2O-TiO_2 , $FeOt/MgO-TiO_2$, $FeOt/MgO-K_2O/Na_2O$ метабазиты совпадают с полями петрохимически сходных океанических и континентальных платобазальтов (плато Онтонг Джава и Сибирской платформы) и базальтов MORB. Толеитовые MORB-базальты и платобазальты различаются значениями железистости; на диаграмме Осборна, 1959 [по 9] $SiO_2-FeOt/(FeOt+MgO)$ наши образцы с $Fe\#$ 0.53-0.7 попадают на продолжение толеитового тренда в области платобазальтов. На диаграммах Zr-Nb и Zr-Y породы также принадлежат эволюционным трендам платобазальтовых магматических систем [10] (Рис. 3). В толеитовых габбро внутренней части и коматиитовых базальтах подошвы мощного силла определены положительные значения ϵNd в пределах 4.0-4.3 [11]. Из общей совокупности выпадают породы, претерпевшие милонитизацию и кремнекислый и калиевый метасоматоз, к которым относятся щелочные базальты верхней части силла и породы более кислого состава: в них резко возрастают содержания K_2O и относительная калиевость, LREE (содержания La-Sm соответствуют их значениям в континентальной коре и OIB), а значения Sr понижены.

Можно предположить, что химизм этих пород обусловлен коровым метасоматозом, свидетельством тому отрицательные значения ϵNd в пределах 4-10.

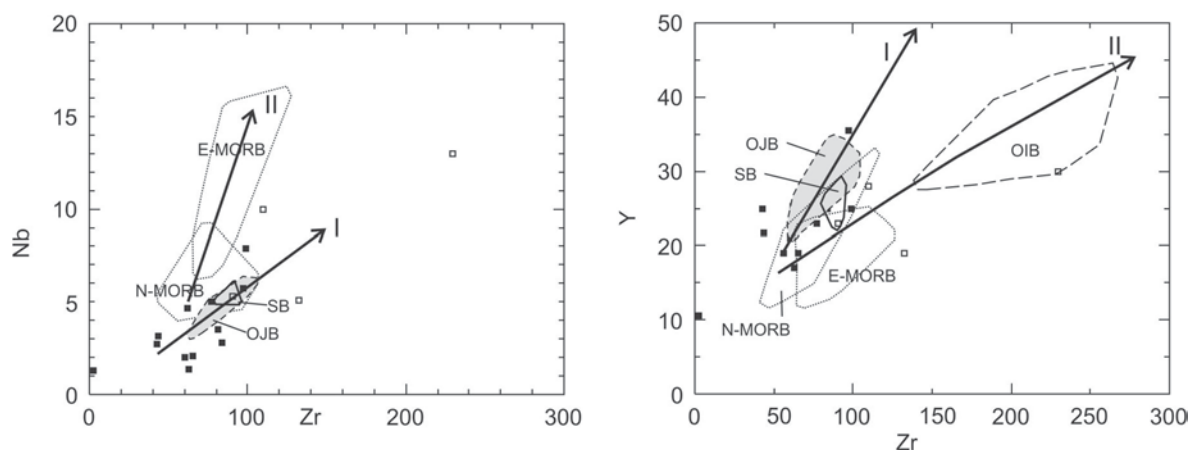


Рис. 3. Диаграммы Zr-Y и Zr-Nb (г/г) для базитовых пород Ципиканского участка [10].

Поля пород: N-MORB и E-MORB – нормальные и обогащенные базальты Срединно-Океанического хребта; OIB – породы внутриплитных океанических островов; OJB – базальты плато Онтонг Джава; SB – базальты Сибирской платформы. Тренды: I - платобазальтовые магматические системы; II – срединно-океанические хребты+океанические острова. Остальные условные обозначения на рис. 1.

Выводы: в исследуемом районе наблюдаются продукты базальтового вулканизма рифтогенной (MORB) и плюмовой внутриплитной стадий, как это установлено для платобазальтов Сибирской платформы и океанических плато Онтонг Джава - Науру. Можно полагать, что многообразие химизма вулканитов обусловлено отдельными порциями различно дифференцированных расплавов одного и того же эволюционирующего очага [9, с.1346] и коровым метасоматозом.

Литература

1. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий масштаба 1:2 000 000. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН. 2004.
2. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Miscellaneous, Ontario Department of Mines, 1976.
3. Петрографический кодекс России. Санкт-Петербург, издательство ВСЕГЕИ, 2009.
4. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985.
5. Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава-Науру, Тихий океан//Петрология, 2004, том 12. № 2. С. 191-205.
6. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes//Magmatism in the ocean basins/Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ., v. 42, 1989. P. 313-345.
7. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008.
8. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных//Доклады Академии Наук, 2005, Т. 401. № 2. С. 213-216.
9. Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Васильев Ю.Р. Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов//Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12. С. 1339-1348.
10. Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям)//Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 9. С. 908-923.
11. Доронина Н.А., Рыцк Е.Ю., Падерин И.П., Родионов Н.В., Богомолов Е.С., Лебедев П.Б., Петрова О.А., Катаева Е.С., Вакуленко О.В., Посохов В.Ф., Патрахина А.В. Рифейский возраст ципиканской толщи (первые данные U-Pb,

КОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРА И КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АДЫЧА-ТАРЫНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Д.Н. Задорожный

ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва, e-mail: geo-zadorozhny@yandex.ru

Адыча-Тарынский разлом является главным тектоническим элементом строения зоны сочленения структур Колымо-Омолонского микроконтинента и Верхоянской континентальной окраины. Разлом протягивается в северо-западном направлении более чем на 900 км и состоит из отдельных ветвей, между которыми заключены тектонические зоны, выделяемые в качестве самостоятельных геологических структур – Джолакаг-Нерская, Тарыно-Эльгинская, Тарын-Юряхская и др. Ранее проведенные исследования выявили сложное складчато-надвиговое или взбросо-сдвиговое строение этих зон [1, 2], что не позволяет сохранять за ними закрепившиеся тектонические понятия антиклинориев и синклинориев. Более сложный характер имеют проявления сдвиговых деформаций, изученные на разных участках Адыча-Тарынской зоны разломов и определившие различия в условиях деформирования ее отдельных сегментов.

Тарынский сегмент расположен на юго-восточном окончании Адыча-Тарынской зоны разломов. Структура сегмента сформирована в области перекрытия Адыча-Тарынского и Брюнгадинского разломов и определяется крупным z-образным изгибом складчатых структур протяженностью 60-80 км, сложенных породами поздне триасового и раннеюрского возраста. Картируемые складки представлены широкими коробчатыми антиклиналями – Пильская и Курдатская, разделенные узкой Мало-Тарынской щелевидной синклиналью.

Наиболее ранние деформации (видимые в обнажениях) представлены послойными срывами взбросо-надвиговой кинематики и межслоевым кливажом S_1 , которые деформированы в процессе складчатого изгиба толщ. Складки различной морфологии, преобладают открытые, реже сжатые формы цилиндрической геометрии, шарниры которых полого погружаются как на север и северо-запад, так и на юг – юго-восток. Осевые плоскости складок прямые и слабонаклонные к востоку или западу. Параллельно осевым плоскостям складок развивается трещинный кливаж S_2 , вдоль плоскости которого фиксируется b-линейность пересечения кливажа и слоистости.

Ранние сдвиговые деформации являются прямым продолжением развития складчато-надвиговых структур и связаны с процессами скольжения вдоль плоскостей кливажа S_1 и S_2 и трансформацией соскладчатых взбросов и надвигов в левосторонние взбросо- и сбросо-сдвиги. Вдоль плоскостей кливажа фиксируются косые борозды и

зеркала скольжения, изогнутая ν -линейность, трещины кливажа искривляются в виде кулис, между которыми формируются линзовидные блоки, вытянутые длинными осями вдоль падения сместителей разломов. Тектоническому разлинзованию также подвергаются дайки диабазов, предположительно позднеюрского возраста (Малый Тарын). Круто ориентированные линзы часто изогнуты; трещины кливажа выполнены прожилками кварцевого, кварц-хлоритового, кварц-карбонатного состава, эшелонированное расположение которых указывает на лево-сдвиговые перемещения.

Микроструктурными исследованиями в ориентированных шлифах установлены признаки синтетектонического сдвигового вращения кристаллов пирита, широко распространенного в песчано-глинистых породах верхнего триаса (месторождение Дразное). Вращение выражено в формировании асимметричных кайм давления (бород нарастания) вокруг зерен пирита, сложенных параллельно-шестоватым агрегатом кварцевого, кварц-хлоритового и кварц-серицитового состава. Волокна кристаллов кварца часто изогнуты и перекристаллизованы в процессе скольжения вдоль плоскостей кливажа, фиксируются полосы излома слюдястых минералов (кинк-бенды) в кливажных зонах.

В процессе z-образного искривления осей складок формируется новая генерация субвертикальных трещин кливажа S_3 восток – северо-восточного простирания (рис. 1 - IA). Пересечение этих трещин кливажа с более ранними генерациями вызывает кренуляцию и образование кливажа плейчатости (Малый Тарын, Эргелях).

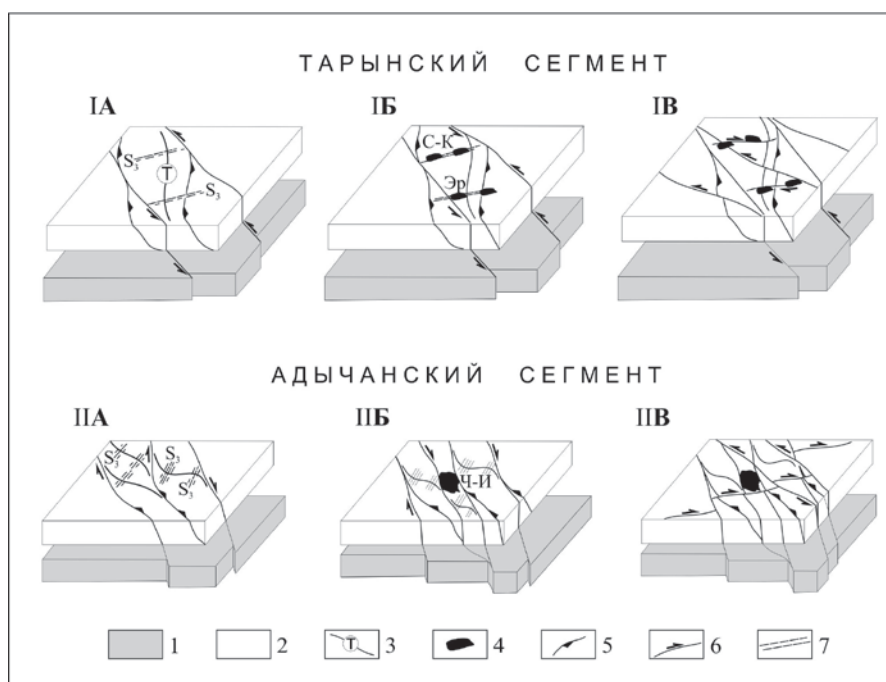


Рис. 1. Модель структурной эволюции сдвиговых деформаций Тарынского (I) и Адычанского (II) сегментов Адыча-Тарынской зоны разломов.

1 - фундамент; 2 - верхоянский терригенный комплекс; 3 - оси складчатых структур (Т - Тарынский синклиниорий); 4 - интрузивы гранодиорит-гранитной формации (Эр - Эргеляхский, С-К - Самыр-Курдатский, Ч-И - Ченкеленя-Ирюнджинский); 5 - взросы, надвиги, 6 - сдвиги; 7 - кливаж осевой плоскости z- и s-образных складок.

Последующие сдвиговые деформации сопровождались вращением ранее сформированных структурных элементов против часовой стрелки (в плане) с переориентировкой левосторонних сдвигов от с-сз до сз направления, что привело к раскрытию плоскостей кливажа S_3 как трещин отрыва и внедрению вдоль этих ослабленных зон интрузивных тел гранитоидов раннемелового возраста [3] – Курдатский, Самырский, Эргеляхский массивы (рис. 1 -ІВ). В ороговикованных породах минералы контактово-метаморфических изменений (биотит, мусковит) замещают минералы кливажных зон (хлорит, серицит) и беспорядочно ориентированы по основной массе.

Поздние сдвиговые деформации связаны с право- и левосторонними сдвигами, соответственно, св и сз простираний (рис. 1 -ІВ). Эти разломы представляют собой кинематически сопряженную динамопару, широко проявленную в структурах Тарынского сегмента. Разломы смещают оси складок, сопровождаются подворотами трещин ранних генераций кливажа и наложены на интрузивные тела гранитоидов. Внутри зон разломов породы раздроблены, брекчированы или тонко перетерты до глин. Мощность зон дробления составляет десятки метров. Амплитуды сдвиговых перемещений вдоль отдельных разломов составляют 1-3 км. В зонах, примыкающих к этим разрывам, развиваются мелкие z- и s- образные складки с субвертикальными шарнирами. Оси складок расположены под углом 40-60° к осям складок более ранних генераций с-сз простирания.

Адычанский сегмент расположен на северо-западном окончании Адыча-Тарынской зоны разломов и сложен неоднократно деформированными породами среднего триаса – нижней юры. Структура сегмента определяется чередованием широких брахиформных складок с участками развития узкой линейной складчатости или крутого моноклиального залегания пород. Складки северо-западного простирания, часто осложненные s- и z-образными изгибами.

Наиболее ранние деформации представлены лежащими изоклиральными складками, которые локально фиксируются на отдельных участках (Полярник, Ченкеленья). Изоклиральные складки имеют пологие ориентировки шарниров и осевых плоскостей восточной вергентности. Складки бескливажные, но с увеличенной мощностью в замках и сокращенной мощностью на крыльях. На них наложены складки концентрического типа различной морфологии (коробчатые, арочные, гребневидные антиклинали и корытообразные, килевидные синклинали) шириной от первых метров до нескольких километров. Складки северо-западного простирания с пологими шарнирами, ортогонально которым ориентируются борозды скольжения на поверхностях слоистости. Осевые плоскости складок субвертикальны, либо имеют крутое падение на юго-запад или северо-восток. Складки сопровождаются кливажом осевой плоскости S_2 , при этом на крыльях иногда отмечается более ранний межслоевой кливаж S_1 , веерообразно развернутый в пределах складок.

Ранние сдвиговые деформации продолжают развитие структур предшествующего складчато-надвигового этапа, развиваются унаследовано за счет искажения ранее сформированных структурных форм. Вдоль плоскостей кливажа фиксируются

дифференцированные подвижки слоистости с формированием на отдельных участках микроплойчатости (кренуляционный кливаж). Эти подвижки сопровождались образованием прожилков кварцевого, кварц-хлоритового, кварц-карбонатного состава. Для прожилков характерно параллельное или кулисообразное взаимное расположение с образованием раздувов и пережимов. Строение прожилков, с одной стороны, свидетельствуют об их формировании в открытых трещинах кливажа путем выполнения жильным материалом, с другой стороны, прожилки часто затерты и перекристаллизованы в результате более поздних подвижек вдоль этих трещин. Отклонение участков раздувов прожилков указывает на право-сдвиговое скольжение вдоль плоскостей кливажа и появление вращательной компоненты в сдвиговых перемещениях.

Последующие сдвиговые деформации сопровождались s-образным изгибом складчатых структур и образованием новой генерации субвертикальных трещин кливажа S_3 север – северо-восточного простирания (рис. 1 -IIА). Дальнейшее вращение ранее сформированных структурных элементов происходило по часовой стрелке (в плане) и сопровождалось переориентировкой правосторонних сдвигов от S_3 до субмеридионального направления, что привело к раскрытию плоскостей кливажа S_3 как трещин отрыва и внедрению вдоль этих ослабленных зон интрузивных тел гранитоидов раннемелового возраста – Ченкеленьинский и Ирюнджинский массивы (рис. 1 –IIБ). Новообразованные минералы контактово-метаморфических изменений (биотит, кордиерит) замещают минералы кливажных зон (хлорит, серицит) и наложены на борозды нарастания, сформированные вокруг зерен пирита и арсенопирита в глинистых породах среднего и верхнего триаса (Лазо, Делювиальное).

Поздние сдвиговые деформации представлены левыми сдвигами северо-западного простирания и правыми сдвигами восток – северо-восточного простирания (рис. 1 -IIВ). Обе системы разломов срезают складки более ранних генераций и деформируют поверхности кливажа в мелкие присдвиговые складки конической геометрии с субвертикальными шарнирами. Интрузивные тела раннемелового возраста рассечены этими разломами и сопровождаются зонами хрупких катакластических деформаций в гранитах, их контакты иногда смещены на сотни метров в горизонтальном направлении. На отдельных участках левые сдвиги северо-западного простирания развиваются унаследовано вдоль более ранних структурных элементов, сформированных в процессе право-сдвиговых деформаций. При этом сместители правых сдвигов испытывают подвороты, реже смятие в асимметричные складки левостороннего типа.

Проведенные структурные исследования вдоль зоны Адыча-Тарынского разлома показывают, что в ее пределах можно выделить ранние сдвиговые деформации (позднескладчатые) и поздние сдвиговые деформации (постскладчатые), которые совпадают (Тарынский сегмент) или различаются (Адычанский сегмент) по знаку. Ранние сдвиговые деформации неразрывно связаны с развитием складчато-надвиговых структур, они не являются проявлением нового тектонического этапа, а представляют собой результат структурных перестроек при прогрессирующем характере деформаций, когда на начальных стадиях формирования складчато-надвиговой структуры

доминировали условия "чистого" сдвига без вращения. На заключительном этапе возобладали условия "простого" сдвига с вращением. Поздние сдвиговые деформации являются наложенными, секущими по отношению ко всем более ранним структурным формам.

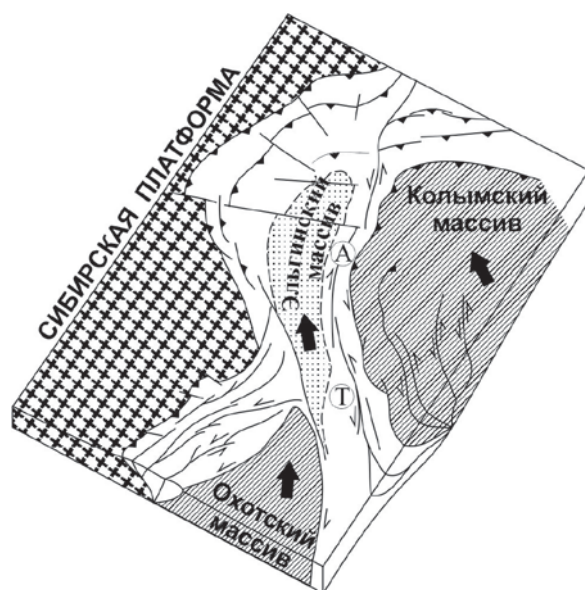


Рис. 2. Предполагаемая кинематическая модель коллизионного развития восточной окраины Северо-Азиатского кратона (буквами в кружках обозначены: Т – Тарынский, А – Адычанский сегменты Адыча-Тарынской зоны разломов).

Установленные взаимоотношения сдвиговых деформаций не согласуются с современными коллизионными моделями, в которых главная структурообразующая роль отводится перемещениям Колымо-Омолонского микроконтинента. Структура Адыча-Тарынского разлома, по-видимому, сформирована между двумя блоками, двигавшимися к северо-западу (рис. 2): Колымо-Омолонским микроконтинентом и Эльгинским массивом, который является погруженным северным продолжением Охотского массива, перекрытым отложениями верхоянского комплекса. При этом вдоль восточной границы Эльгинского массива происходили право-сдвиговые перемещения, а на крыле Колымского – лево-сдвиговые. Однако распределение сдвиговых деформаций внутри зоны Адыча-Тарынского разлома и их взаимоотношения на разных участках более сложные, что, по-видимому, определяется неоднократной активизацией разрывных структур древнего заложения в области коллизионного взаимодействия этих блоков.

Литература

1. Оксман В.С., Суздальова Н.И., Краев А.А. Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхнее-Индигоирского района. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001.
3. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Bakharev A. Tectonic setting of plutonic belts of Yakytia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry. *Geol. Soc. of Amer.*, 2001, v. 29, № 2. P. 167-170.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ДИНАМИКА ОЧАГОВЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В.С. Имаев¹, Л.П. Имаева¹, Б.М. Козьмин²

¹- *Институт Земной Коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: imaev@crust.irk.ru*

²- *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, e-mail:
b.m.kozmin@diamond.ysn.ru*

Плановое распределение землетрясений в Восточной Сибири контролируется формированием сейсмических поясов которые приурочены к границам крупных литосферных плит - Евразийской, Североамериканской, Китайской и Охотоморской и прослеживаются в виде единой широкой полосы практически непрерывающейся сейсмичности широтного простирания вдоль южного края Сибирской платформы от западных отрогов Алтая на западе, через Саяны, Туву и систему Байкальских рифтовых впадин в центральной своей части, горную систему Станового хребта на востоке вплоть до побережья Охотского моря [1].

Землетрясения формируют в пределах влияния границ этих плит протяженную Алтае-Саяно-Становую коллизионную зону вместе с определенными парагенезисами сейсмоструктурных структур, контролирующей собой динамику очаговых зон крупных землетрясений [8].

Структурный рисунок активных разломов Алтая подчеркивает собой развитие территории как составной части единой Алтае-Саянской новейшей орогенной области, расположенной вдоль южной границы Сибирской платформы и включает в себя горные массивы Русского и Монгольского Алтая, достигающих максимальных величин поднятий в 4,0 – 4,5 км. Активные разрывные структуры на Алтае образуют специфическую, ортогональную в плане разрывную структуру, развивающуюся в виде системы сближенных субпараллельных правых сдвигов субдолготного (северо-западного) простирания развитых вдоль горных сооружений в Монгольском Алтае и веерообразно раскрывающихся к западу и северу на территории Русского Алтая в виде взбросов, надвигов и сдвигов.

Детальные исследования динамики процессов выделения сейсмической энергии в виде эпицентров землетрясений разных энергетических уровней ($M=3,5-7,3$), показывают что основная масса сейсмической энергии, реализуемой в виде отдельных эпицентров землетрясений, пространственно тяготеет к горным сооружениям развитыми на территории Русского и Монгольского Алтая, объединяясь в общие сейсмические полосы, вытягивающиеся в субдолготном направлении и связанные с формируемой в современное время правобочковой транспрессионной сдвиговой границы такого же простирания [9]. Среди главных разрывов выделяются своей активностью Кобдинский, Шапшальский, Чарышско-Теректинский, Курайско-Чуйский правые сдвиги, а также надвиги субширотной ориентации – главный фас Алтая (Алейско-Саянский-Минусинский) [2,6].

Развитые восточнее активные разломы Саяно-Тувинской подвижной зоны представляют собой северо-восточные взбросы с преобладающей левосдвиговой составляющей. Это Саяно-Минусинский, Кандатский, Джебашский, Саяно-Тувинский и др. разломы. В Восточном Саяне большинство активных разломов сохраняет эту же ориентировку, но известны и северо-западные – например Главный Саянский разлом – взброс с левосторонним сдвижением. Возможно, что в неотектоническом плане формирование северо-западных и северо-восточных сейсмогенных структур (левых взбросо-сдвигов) связано с общим выдавливанием горных масс в направлении к северу на малоактивную часть Сибирской платформы по системе блоков-инденторов, ограниченных этими сдвигами.

Далее на восток граница Евразийской и Китайской плит выражена широтным фрагментом Байкало-Станового сейсмического пояса, который представляет собой широкую полосу эпицентров землетрясений (до 250-300 км), вытянутую вдоль южной окраины Сибирской платформы от оз. Байкал на западе в направлении к Удской губе Охотского моря на востоке. С начала века здесь отмечено свыше 30 тыс. землетрясений. Пояс включает в себя две части: Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) на западе, охватывающую территорию Прибайкалья, и ее продолжение на восток Олекмо-Становую сейсмическую зону (ОСЗ), тяготеющую к Южной Якутии и Северному Приамурью. Названные части пояса существенно различаются между собой как по особенностям сейсмического режима, так и по геодинамическим условиям формирования структур земной коры.

В Байкальской рифтовой зоне, где фиксируется устойчивое горизонтальное растяжение земной коры, формирование рельефа происходило в виде последовательно сменяющих друг друга по времени (начиная с олигоцена) стадий развития континентальных структур с осадками, имеющих тенденцию к омоложению от западного фланга к восточному замыканию рифта. Неотектонические структуры в БРЗ наиболее широко представлены кайнозойскими впадинами, изначально возникшими как структуры «pull-apart basin». В настоящее время здесь продолжают активные процессы дальнейшего сдвигообразования, выражающиеся в переработке горных межвпадинных перемычек с увеличением территории впадин и их латеральным продвижением за счет взламывающих перемычки впадин сдвиговых разломов. Это в значительной степени подтверждается тем, что максимумы сейсмической активности тяготеют именно к таким перемычкам [7].

В Байкальской рифтовой зоне, благодаря влиянию линзы аномальной мантии, главенствуют растягивающие усилия, большинство разломов представляет собой сбросы, которые на дистальных ее окончаниях контролируются крупными сдвигами.

Среди разломов преобладают сбросы и сдвиги (данные геолого-структурных наблюдений и фокальных механизмов землетрясений). Как и для других рифтовых зон Земли, здесь имеют место другие типичные признаки рифтогенеза: проявления кайнозойского вулканизма, высокий тепловой поток, небольшая мощность земной коры, наличие крупной неоднородности в земной коре и верхней мантии и др.

В Олекмо-Становой зоне, напротив, сеймотектонические процессы происходят в другой геодинамической обстановке - сжатия. Смена поля тектонических напряжений происходит в районе среднего течения р. Олекмы (данные фокальных механизмов и структурные наблюдения). В силу этого в ОСЗ наблюдается иной сейсмический режим, где частота сейсмических событий примерно в 4 раза меньше их проявлений в БРЗ. Неотектонические структуры ОСЗ выражены в рельефе системой Станового хребта, состоящего из горных сооружений кряжа Зверева, Сутамо-Гонамского хребта, Токинского Становика и других и представляют крупную зону скучивания земной коры. С севера она обрамляется Предстановым прогибом, представленным системой Южно-Алданских впадин мезозойского возраста. Здесь фактически отсутствуют кайнозойские впадины.

Проявления сейсмичности (в том числе крупные сейсмические события) тяготеют, главным образом, к горным складчатым сооружениям, иногда затрагивая борта мезозойских впадин. Система местных разрывных нарушений имеет сложный рисунок в виде сетки разломов субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. Их кинематика соответствует сдвигам, надвигам и взбросам. Практически отсутствуют сбросы. Здесь также не отмечено проявления кайнозойского вулканизма, за исключением небольшого поля кайнозойских базальтов в Токинском Становике на востоке ОСЗ. В пределах этой территории происходит увеличение мощности земной коры от 38-42 км для БРЗ до 60 км для ОСЗ. Наиболее активны здесь разломы сдвиговой природы пересекающие осевые части горных поднятий и простирающиеся вдоль южной окраины Алданского щита – Становой, Авгенкуро-Майский и поперечные к ним Верхнегонамский левый и Тыркандинский правый сдвиги. Их формирование предопределено активной ролью правого Итун-Иланского сдвига (ветви сдвига Тань-Лу), формирующего вместе с Тыркандинским сдвигом присдвиговую структуру Токинской впадины [1,3,4].

Другой крупный Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП) фиксирует границу Евразийской и Североамериканской литосферных плит на Северо-Востоке Азии. Он соединяет сейсмичность срединно-арктического хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане с проявлениями землетрясений горной системы хр. Черского, севера Охотского моря и Камчатки. Характерной особенностью пояса является частая смена сейсмогеодинамических условий формирования неотектонических структур. Так, структуры, развитые в пределах хр. Гаккеля и зоны его влияния, прослеживаемой вплоть до побережья моря Лаптевых, возникли в специфических условиях рифтинга и горизонтального растяжения земной коры (сейсмичность, фокальные механизмы землетрясений, особенности аномалий магнитного поля). Восточную часть шельфа моря Лаптевых, продолжая структуры хр. Гаккеля на юго-восток, занимает Лаптевоморская окраинно-континентальная рифтовая система, состоящая из ряда грабенов и разделяющих их поднятий северо-западного простирания. Часть грабенов этой системы прослеживается на континент (данные поля силы тяжести и параметрического бурения). Максимальная сейсмическая активность приурочена к указанным грабенам и их бортам.

Условия растяжения в районе губы Буор-Хая моря Лаптевых сменяются (по данным фокальных механизмов) смешанным полем тектонических напряжений, при котором в очагах землетрясений Северного Верхоянья наблюдаются как сбросовые подвижки (акватория губы Буор-Хая и Приморская система сбросов на ее западном побережье), так и сдвиговые (Хараулахская зона сдвиго-сбросов), надвиговые (Западно-Верхоянские чешуйчатые надвиги) и взбросовые (Найбинский кряж) подвижки. Рельеф этой переходной зоны выражен чередующейся системой субдолготных хребтов (Туора-Сис, Хараулахский, Найбинский и др.) и впадин (Кенгдейская, Кунгинская, Хараулахская и др.), при этом западные борта названных впадин представляют сбросы, а восточные - надвиги. Здесь наиболее подвижна Хараулахская система сдвиго-сбросов, секущая западные отроги одноименного хребта, с которой связывают возникновение 5 крупных 7-9-балльных Булуных землетрясений 1927-1928 гг. [1, 5].

Юго-восточнее в пределах сейсмической зоны хребтов Черского (СЗЧ), занимающей на северо-востоке Азии центральную часть ААСП, и вплоть до Охотского моря господствует обстановка сжатия. Она надежно выявляется по результатам натурных наблюдений за характером деформаций в осадочных толщах межгорных и предгорных впадин СЗЧ, сложенных образованиями разного генезиса (от тонких глинистых осадков до грубых моласс и конгломератов) кайнозойского возраста (от эоцена до плиоцен-плейстоцена).

Диаграммы фокальных механизмов землетрясений, произошедших в СЗЧ за последние 50 лет, свидетельствуют, что 39% таких определений соответствуют взбросам, 30% - сдвигам, 17% - надвигам, остальные - сочетанию сдвигов и сбросов (14%). Вместе с тем, в отдельных случаях имеют место сейсмогеологические признаки, указывающие на существование в миоцене – нижнем плейстоцене Момского рифта, когда, вероятно, господствовали условия растяжения. Возможно, наибольшая активность рифта приходилась на верхний миоцен. Отложения названного возраста в Индигиро-Зырянском прогибе, Омолойской и других впадинах представлены грубыми молассами (конгломераты, галечники, гравелиты с линзовидными маломощными прослоями песчаников). Они с размывом залегают на более древних кайнозойских образованиях или начинают разрез вновь сформированных впадин. К другим рифтогенным признакам можно отнести: наличие здесь коровой и мантийной неоднородности (на это указывают искажения поляризационных свойств волн Релея от удаленных землетрясений, пересекающих этот район); уменьшение мощности земной коры до 30-35 км по сравнению с соседними районами на юго-западе (40-45 км), высокий тепловой поток (до 80 мВт/м²), проявления четвертичного вулканизма (вулкан Балаган-Тас) и др. Влияние Момской рифтовой зоны несомненно отразилось на формировании неотектонического структурного плана. Прежде всего, это выразилось в присутствии крупной системы кайнозойских Момо-Селенныхских впадин: Селенныхская, Кыринская, Нижнемомская и других и появлении на северо-западном окончании СЗЧ ряда веерообразно расходящихся депрессий (Туостахская, Неннелинская, Уяндинская и др.). Однако, в условиях современного сжатия происходит «захлапывание» части Момских впадин (некогда обширная Момская впадина

превратилась в цепочку впадин, соединенных между собой узкими перешейками), в результате сжатия со скольжением линейные горные хребты системы Черского приобрели S-образные очертания, возникли эшелонированные системы генеральных левых сдвигов (Улахан, Чай-Юреинский и др.), в полостях которых образовались впадины растяжения (Вехнерская, Кадыкчанская, Букчанская и др.). Именно к ним приурочены проявления современной сейсмичности, в то время как система Момо-Селенныхских впадин (реликтов рифтовой системы) – слабосейсмична [10, 11].

В итоге, установлена отчетливая зависимость формирования неотектонических структур от сейсмогеодинамических условий, развитых на границах зон взаимодействия крупных литосферных Евразийской, Североамериканской, Китайской и Охотоморской плит, позволяющая прогнозировать возможный сценарий развития сеймотектонических процессов на северо-востоке Азии. Любое изменение геодинамического режима, которое часто наблюдается даже в пределах единой межплитной границы (в нашем случае для Байкало-Станового и Арктико-Азиатского пояса) влечет за собой существенное преобразование рельефа и может являться важным признаком усиления сеймотектонической активности данного региона.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (№09-05-00727а; №10-05-00573а).

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. - М.: ГЕОС, 2000.
2. Имаев В.С., Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Осьмушкин Л.П., Имаева Л.П., Барышникова О.Н. Архитектура сейсмоопасных зон Алтая. – изд-во Алт.Гос.Унив-та, Барнаул, 2007.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Гриб Н.Н., Никитин В.М., Козьмин Б.М. Сейсмогенерирующие структуры Байкало-Патомского и Алдано-Станового блоков (трасса нефтепровода Восточная Сибирь-Тихий океан) . Нерюнгри, изд-во Технического института, 2008.
4. Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Динамика очаговых зон сильных землетрясений – индикатор сеймотектонической деструкции земной коры северо-восточного фланга Байкальского рифта // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и восточной Сибири. Доклады научного симпозиума 1-4 июня 2010 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 194 –197.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Маккей К.Г. и др. Геодинамика отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 1. С. 5 – 17.
6. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: ОИФЗ РАН, 2002.
7. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы // Отв. ред. В.П. Солоненко, Новосибирск, Наука, 1977.
8. Д.В. Рундквист, Ю.Г. Гатинский, В.А. Буш, В.Г. Кособоков Территория России в современной структуре Евразии: геодинамика и сейсмичность // "ВЕСТНИК ОГГГГН РАН" № 3(18)2001. С. 1-11
9. Cunningham D Active intracontinental mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen // Earth and Planetary Science Letters, 2005, N240. P. 436-444.
10. Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G. et al. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser., 4. P. 117 – 145.
11. Mackey K., Fujita K., Hartse H.E. et al. Seismicity of Eastern Russia 1960-2007: map, 2007. LAUR-04-1381.

ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАДЕРЖНИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ

Л.А. Кондратьева, А.И. Зайцев, Г.С. Анисимова

*Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск; e-mail: lkon12@yandex.ru*

Проведены первые исследования Rb-Sr изотопной систематики магматических пород и гидротермальных карбонатов Задержнинского рудного поля с целью определения возраста магматических образований района и вероятного источника вещества в гидротермальном процессе.

Рудное поле расположено на площади широко проявленного дайкового магматизма, т.н. Менджельского дайкового пояса субширотной (270–300°) ориентировки. Трещинные интрузивные образования группируются в серии сближенных, иногда кулисообразно расположенных тел. Дайки выполнены породами среднего состава: диоритами, диоритовыми порфиритами, микродиоритами и лампрофирами (спессартитами и керсантитами). На восточном фланге рудного поля имеются два штока диоритов. Помимо этого М.К.Силичевым при картировании (Силичев М.К., Белозерцева Н.В., 1993 г.) установлены три небольших штокообразных тела повышенной щелочности, которые по особенностям петрографического состава отнесены им к магматическим образованиям монцонит-трахиандезитовой формации. Выходы субщелочных гранитоидов по М.К.Силичеву являются апикальными выступами неровной кровли крупного едва вскрывающегося интрузивного массива. В пределах месторождения скважиной на интервале 168-202 м от поверхности вскрыты породы эндоконтактовой фации погребенного гранитоидного массива (?).

Наиболее древними магматическими породами, вероятно, являются диориты, так как известны факты пересечения их дайками спессартитов. Последние имеют внутрирудный возраст и часто пространственно сопряжены с кварцевыми жилами. Взаимоотношения интрузивных и гидротермальных образований рудного поля указывают на существование двух типов оруденения: додайкового и постдайкового возраста, различающихся морфологией, текстурно-структурными особенностями, минеральным составом и продуктивностью руд. Пологосекущие кварцевожильные образования, несущие вкрапленность ранних сульфидов и характеризующиеся низкой золотоносностью, относятся к додайковому оруденению. Промышленная золотоносность месторождения Задержнинское связана с рудными телами постдайкового возраста: крутопадающими кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления [2].

Возраст оруденения определен по серициту из кварцевой руды $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Полученная дата $123,5 \pm 1,6$ млн.лет близка ранее установленным возрастам крупных гранитоидных плутонов Южного Верхоянья, что предполагает одновременное формирование золотого оруденения Задержнинского месторождения и внедрение гранитоидов [3].

Магматические породы подверглись интенсивным преобразованиям в результате поздних наложенных процессов. Они сохраняют лишь реликты первичной кристаллически-зернистой структуры. В большинстве случаев породообразующие минералы полностью замещены кварц-полевошпат-хлорит-карбонат-серицитовым агрегатом. Измененный характер магматических пород отражается и в химическом составе.

Для выяснения генезиса магматических пород рудного поля и их возраста были проведены исследования Rb-Sr изотопных систем более 60 образцов. Достаточно сильная измененность пород вторичными процессами не позволяет отчетливо определить их первичные особенности, связанные с магматическими процессами. В целом можно констатировать следующее. Лампрофиры (спессартиты и керсантиты) отличаются более высоким содержанием ^{87}Rb ($20,56 \pm 6,35$ мкг/г) и ^{86}Sr ($73,10 \pm 59,75$ мкг/г), чем диориты, слагающие штоки ($^{87}\text{Rb} = 13,70 \pm 7,64$ и $^{86}\text{Sr} = 48,93 \pm 14,57$ мкг/г). При этом средние величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношений для лампрофиров ($0,3728 \pm 0,1492$) и диоритов ($0,3226 \pm 0,2485$) достаточно близки.

Важным параметром Rb-Sr систем магматических пород является их первичный изотопный состав стронция (I_0), позволяющий установить природу протолита. В связи с широким развитием наложенных процессов в магматических породах района получение достоверных значений этого параметра весьма затруднительно. Величина I_0 , а также возраст пород, могут быть определены при наличии изохронных зависимостей. Для расчета I_0 был использован возраст оруденения 125 млн.лет, при котором вероятно имела место последняя модификация Rb-Sr систем магматических пород. Результаты расчетов показывают широкую дисперсию полученных значений: для спессартитов величина I_0 варьирует от 0,7079 до 0,7183, для керсантитов – от 0,7061 до 0,7126, а для диоритов – от 0,7075 до 0,7187. Этот широкий разброс значений I_0 обусловлен значительной Sr-изотопной гетерогенностью изученных пород. В то же время величины первичного изотопного состава Sr в основной своей массе свидетельствуют о коровом источнике элемента в магматических образованиях рудного поля.

Значительная дисперсия значений первичного изотопного состава Sr пород, вероятно, указывает, что Sr в магматических породах представляет смесь элемента, поступающего из различных источников. Действительно, на диаграмме $I_0 - 1/^{86}\text{Sr}$ (рис. 1), используемой как индикатор смешения, видно, что основная масса точек данных формирует тренд изменения изотопного состава Sr, протягивающийся от гидротермальных карбонатов с высоким содержанием Sr и повышенно радиогенным изотопным составом Sr до магматических пород с пониженным содержанием элемента и относительно низкими значениями первичного изотопного его состава. Гидротермальные карбонаты, представленные анкеритом (анализы проводились в ИГАБМ СО РАН на термоанализаторе STA 449 C Jupiter, аналитик Емельянова Н.Н.), выполняют прожилки в рудных телах. Они характеризуются низким содержанием Rb ($0,03-4,46$ мкг/г), очень высоким – Sr ($593,95-736,49$ мкг/г), и аномально повышенными значениями изотопных отношений Sr ($0,7182-0,7201$), что не согласуется с низкими значениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ($0,00005-0,00073$) в этих карбонатах. Это указывает, что стронций

карбонатов имел коровый источник с повышенным содержанием Sr и высоким содержанием в нем радиогенного компонента.

Дополнительная информация была получена при обработке ряда образцов в 1N соляной кислоте при комнатной температуре в течение 24 часов. Выделенные при этой процедуре силикатные (СФ) и выщелоченные (КФ) фракции пород были подвергнуты Rb-Sr изотопному анализу. Первоначально предполагалось, что выщелоченная фракция пород (КФ) представлена единственно карбонатным материалом. Однако анализ полученных результатов показал, что в КФ, кроме того, содержатся Rb и Sr, которые находятся в породе в слабосвязанной форме и могут иметь место в межзерновом пространстве породы. По характеру распределения содержаний КФ в образцах магматитов можно выделить три группы: 5,4-9,7%; 14,6-18,8% и 28,7-39,7%. Породы с наименьшими количествами КФ характеризуются наиболее высокими концентрациями Sr (134-382 мкг/г) и в среднем наименьшим содержанием Rb $7,436 \pm 6,656$ мкг/г (0-17,27). В то же время породы двух других групп имеют содержание Sr значительно ниже (15,7-106,7 мкг/г) и более высокое содержание Rb (1,48-60,88 мкг/г). Между содержанием Rb и величинами первичных изотопных отношений Sr существует обратная корреляция ($r = -0,728$, $n=10$) указывающая, что повышенные значения I_0 в КФ, в основном, обусловлены наличием в нем карбонатного материала, содержание Rb в котором практически отсутствует или наблюдается в незначительных количествах.

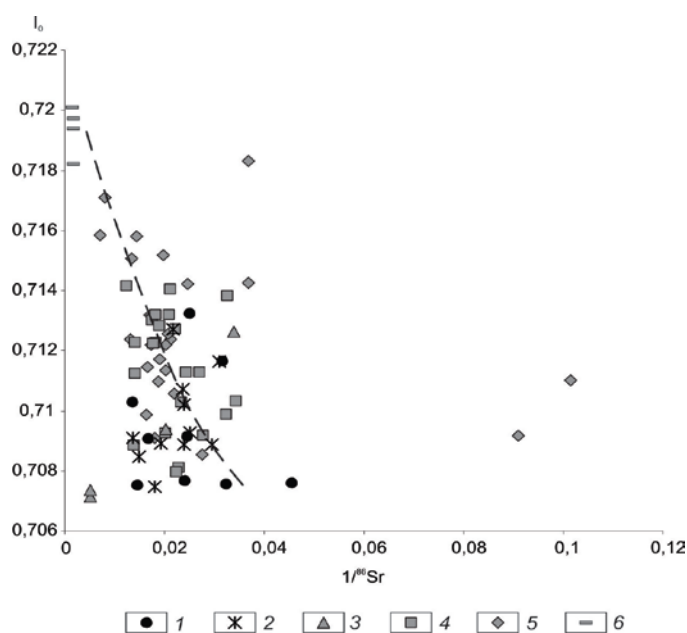


Рис. 1. Диаграмма смешения стронция магматических пород

1 – штоки диоритов, 2 – дайки диоритов, 3 – дайки керсантитов, 4 – дайки спессартитов, 5 – дайки рудных спессартитов, 6 – гидротермальные карбонаты

Более низкие величины I_0 характерны для КФ с высоким содержанием Rb и, вероятно, связаны с материалом межзерновой фазы пород, который был сформирован при вторичных наложенных процессах. Это подтверждается и наличием тенденций к положительной зависимости между значениями I_0 от содержания в образцах SiO_2 и CO_2 .

Это предполагает, что часть Sr в КФ и, соответственно, в породе могла быть заимствована из силикатных пород и источником его могли быть вмещающие магматические тела терригенные породы, а часть Sr поступала вместе с гидротермальным флюидом, содержащим CO₂. Таким образом, стронций магматических пород рудного поля представлен составляющими компонентами, по крайней мере, из трех источников: собственно магматического, заимствованного из терригенных пород и гидротермального флюида.

Имеющиеся данные по Rb-Sr системам различных пород Южного Верхоянья [1] поддерживают это заключение. Так, для гранитоидов Уэмляхского и Тарбаганнахского плутонов, расположенных севернее рудного узла, значения I₀ варьируют от 0,7059 до 0,7090, что согласуется с наиболее низкими величинами I₀ для магматитов месторождения. Для терригенных пород пермского возраста, вмещающих эти массивы, и в районе месторождения Булар их величины лежат в интервале 0,7084-0,7256, а в гидротермальных карбонатах месторождений Юр и Оночаллах – 0,7133-0,7218 [1].

Значительная измененность магматических пород рудного поля затрудняет корректное определение их Rb-Sr возраста. Тем не менее, предварительная оценка его может быть получена при использовании Rb-Sr изохронной диаграммы. Для диоритов штоков (рис. 2) наиболее кучно расположенные точки данных на диаграмме формируют две линии регрессии, рассматриваемые нами как изохронные, которые оценивают возраст пород в интервале значений 127-137 млн. лет. Для спессартитов 8 образцов получен Rb-Sr изохронный возраст 126±3 млн. лет.

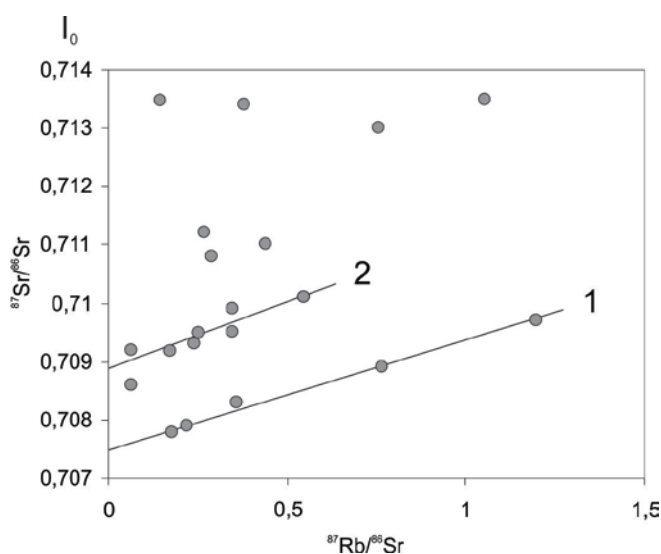


Рис. 2. Rb-Sr изохронная диаграмма для диоритов

Изохроны: 1 – 130±1 млн. лет, I₀=0,70748±0,00001; 2 – 137±24 млн. лет, I₀=0,70894±0,00010

Полученные результаты датирования образцов изверженных пород района вследствие сильной модификации их поздними процессами не дают точной и однозначной оценки их возраста. Для диоритов увеличение цифр возраста положительно коррелируется с повышением значений первичных изотопных отношений Sr (I₀) и величины дисперсии стандартных отклонений как I₀, так и возраста.

Это может свидетельствовать о значительном нарушении Rb-Sr систем образцов с более древними значениями возраста. В этом случае возраст 130 млн. лет может рассматриваться как более вероятная и минимальная оценка их времени формирования.

Таким образом, первые результаты изучения Rb-Sr изотопных систем магматических пород месторождения Задержнинское показывают наличие в них значительной Sr-изотопной неравновесности, в связи с изменением пород в результате поздних наложенных процессов. Стронций пород представляет собой результат смешения его из трех источников: собственно магматического, заимствованного из терригенных пород и гидротермального флюида. Изотопный состав собственно магматического стронция, вероятно, был относительно низким, порядка 0,7072-0,7080. Стронций, заимствованный из терригенных пород имел более высокую радиогенную составляющую, и в основной массе его изотопный состав превышал величину 0,710. Гидротермальные карбонаты из руд месторождения характеризуются очень высоким содержанием стронция (593-736 мкг/г) и значений изотопных отношений элемента (0,7182-0,7201). Это указывает, что гидротермальный флюид не связан с магматическими проявлениями рудного поля и имеет коровый генезис.

Предварительные результаты датирования пород Rb-Sr методом определяют возраст спессартитов – 126 млн. лет, а минимальную оценку возраста формирования диоритов – 130-137 млн. лет. Для более точной оценки возраста различных геологических процессов необходимо привлечение других методов изотопного датирования и более чистого материала из смежных с рудным полем районов.

Литература

1. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колесниченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003.
2. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология. 2005. №5. С.23–28.
3. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Бахарев А.Г., Травин А.В., Прокопьев А.В., Борисенко А.С. Задержнинское золоторудное месторождение (Южное Верхоянье): геологическая позиция, вещественный состав руд и возраст оруденения // Материалы Всероссийской конференции «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». – Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2010. С. 105–106.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА ТЕРРИТОРИЯХ РАЗВИТИЯ ПЕРМОТРИАСОВЫХ ТРАППОВ (ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКИЙ АЛМАЗОНОСНЫЙ РАЙОН)

К.М. Константинов

*Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», г. Мирный,
e-mail: konstantinov@cnigri.alrosa-mir.ru*

Одним из основных методов поисков коренных месторождений алмазов на территории Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) является магниторазведка. На площадях развития пермо-триасовых траппов (IV и V геотипы) Далдыно-Алакицкого

алмазоносного района (ДААР), поиск кимберлитовых трубок грави - и магниторазведкой по классическим (трубочного типа) аномалиям малоэффективен. Комплексная аномалия «трубочного типа» гравитационного и магнитного полей характеризуется изометрической формой, соответственно, отрицательного и положительного знаков. Попытки настроить алгоритмы обработки потенциальных полей на обнаружение такого типа аномалий для данной геологической ситуации не решают проблему однозначно. Одна из причин связана с отсутствием по траппам данных об их суммарной намагниченности (СН): $\mathbf{I}=\mathbf{I}_n+\mathbf{I}_i$, где \mathbf{I}_n - вектор естественной остаточной намагниченности (ЕОН), \mathbf{I}_i – индуктивная намагниченность (ИН), равная $\alpha\mathbf{H}$ (α - магнитная восприимчивость, \mathbf{H} – вектор напряженности магнитного поля Земли в точке наблюдения). Векторы \mathbf{I} , \mathbf{I}_n и \mathbf{I}_i определяют сложный рисунок современного магнитного поля траппов, поэтому вероятность пропуска магнитных аномалий от кимберлитовых трубок под траппами или заверка ложных аномалий достаточно высока [1, 2].

Необходимость разработки петрофизических моделей для геологических условий ДААР очевидна по двум причинам:

1. Оценить возможность моделирования сложного магнитного поля на площадях распространения траппов экранирующих объекты поисков. При этом определить необходимые условия и порядок использования ряда магнитных характеристик пород для корректного решения данной задачи.

2. Оценить искажающее влияние траппов на магнитное поле с целью его последующего исключения из суммарного поля (траппов и кимберлитового тела).

На сложность распределения современной намагниченности траппов ДААР влияют:

- многостадийность траппового магматизма во времени и пространстве. В схеме развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы выделено три фазы: 1 - интрузивная $\gamma\beta P_2$, 2 – вулканно-субвулканическая $\beta_0-\gamma\beta P_2-T_1$ и 3 - интрузивная $\gamma\beta T_1$ [3].

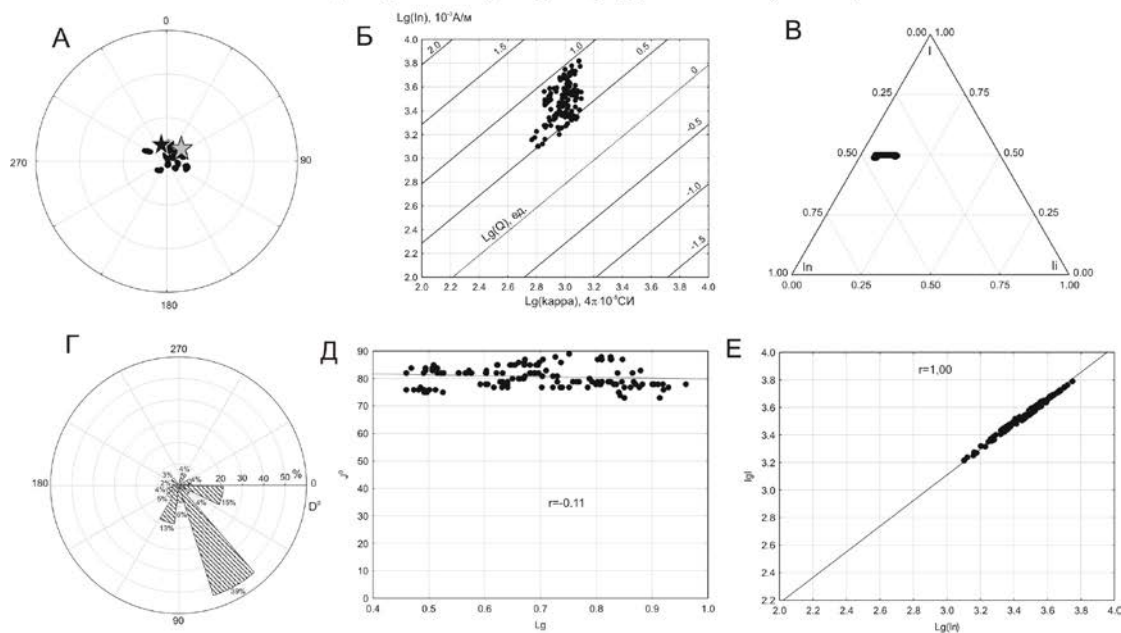
- многообразие форм проявления, изменчивость химического и петрографического состава. В результате траппы образуют несколько самостоятельных петромагнитных групп (ПМГ) [4].

- высокоширотные палеогеографическое и современное положения Сибирской платформы [5].

- инверсии магнитного поля Земли в момент формирования векторов первичной \mathbf{I}_n^0 .

Магнитные характеристики пород трапповой формации сильно варьируют [1, 2, 6]. Для решения поисковых задач магниторазведкой, в первую очередь, были установлены закономерности в характере распределения намагниченности трапповых образований. Петрофизические исследования доказывают, что современное распределение векторов \mathbf{I} траппов не хаотично и подчиняется строгим статистическим закономерностям, знание которых упрощает решение обратной задачи магниторазведки. Очевидна и существенная разница в характере поведения

Долериты второй фазы, трубка Айхал (N=140)



Долериты третьей фазы, трубка Сытыканская (N=195)

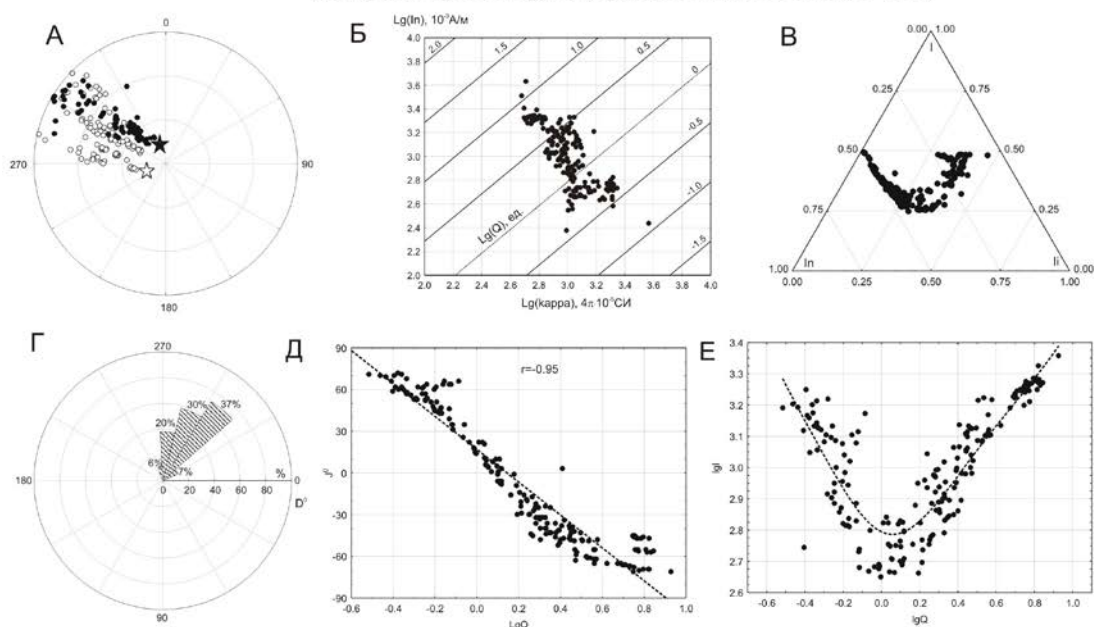


Рис. 1. Результаты статистической обработки магнитных параметров пермо-триасовых долеритов ДААР. А) Стереодиаграмма векторов суммарной намагниченности I ; черные (светлые) кружочки – проекции векторов I на положительную (отрицательную) полусферу; звездочки – древнее H_p (серая и белая) на момент формирования траппов и современное H (черная) направления магнитного поля. Б) График зависимости In , α и Q . В) Тернарный график In , Ii и I . Г) Гистограмма склонений D векторов I . Д) График зависимости наклонений J векторов I от фактора Q . Е) График зависимости величины I от фактора Q (или In). Другие пояснения см. в тексте.

петромагнитных характеристик траппов разных фаз внедрения, соответствующих эпохам прямой и обратной полярности магнитного поля Земли. На основе проведенного факторного анализа установлены зависимости векторных величин I (I , D , J) от значений α и In или от их соотношения – фактора $Q = In/Ii$ (рис. 1).

Выявленные закономерности в распределении векторов I пермо-триасовых траппов ДААР расширяют поисково-картировочные возможности комплекса детальных гравитационных и магнитных съемок на площадях развития траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей [7].

Оценка поисковой эффективности магниторазведки рассматривается для трех возможных вариантов физико-геологических моделей (ФГМ), обычно встречающихся в условиях геологических площадей IV и V геотипов:

1 вариант - трубки, перекрытые положительно намагниченными траппами 1 и/или 2 фаз;

2 вариант - трубки, перекрытые отрицательно намагниченными траппами 3 фазы;

3 вариант - трубки, перекрытые траппами с разной полярностью намагниченности.

При формировании ФГМ первого варианта следует учитывать то, что плотность и намагниченность для определенных ПМГ траппов достаточно выдержана (рис. 1). Вариации магнитного поля зависят от изменения мощности базитиовых тел, что определяется на этапе интерпретации гравитационных полей.

Наиболее благоприятными в поисковом отношении являются отрицательно намагниченные траппы (второй вариант). В этом случае, как известно из курса магниторазведки [8], благодаря суперпозиции векторов I_i и I_n , траппы могут оказаться квазипрозрачными для обнаружения под ними кимберлитовой трубки. Этот вариант рассматривается на примере месторождения трубки Сытыканская, которая по данным двухгоризонтной аэромагнитной съемки фиксируется аномалией «трубочного» типа [1]. Петромагнитными исследованиями ориентированных образцов, отобранных в пределах карьера трубки Сытыканская, установлен характер поведения векторов I в кимберлитах и траппах (рис. 1). Теоретический расчет, выполненный при сложении векторов I_n и I_i кимберлитов и траппов, доказывает существование положительной эффективной намагниченности I_{ϕ} , которая может создать подобную аномалию кимберлитовой природы. Высказанная гипотеза проверена путем использования математического моделирования. В результате даны необходимые рекомендации по выделению магнитных аномалий в реальных геофизических условиях.

Особенностью ФГМ третьего варианта является то, что поздние отрицательно намагниченные траппы занимают, как правило, нижний гипсометрический уровень. Например, трубка Комсомольская перекрыта траппами, относимыми к двум фазам внедрения. Долериты ($\gamma\beta P_2-T_1$) и туфы алакитской (P_2-T_{1al}) свиты ранней 2 фазы залегают субгоризонтально и бронируют дневную поверхность. Долериты ($\gamma\beta T_1$) поздней 3 фазы образуют уступ при переходе из нижнего горизонта (граница сохолохской и кылахской свит) в верхний (до подошвы траппов 2 фазы), срезая тем самым северо-западный блок диатремы с образованием кимберлитового отторженца (рис. 2).

При их взаимодействии с траппами ранних (1 и 2) фаз, в эндоконтакте последних, образуются мощные (до 25 м) петромагнитные неоднородности (ПМН) зон обжига с отрицательной намагниченностью [9]. ПМН трудно установить по видимым вещественным изменениям [3, 4]. При формировании ПМН в траппах ранних фаз

внедрения происходит заметное смещение петромагнитных границ, что необходимо учитывать при физико-геологическом моделировании верхней части разреза. По этой причине, в зависимости от уровня эрозионного среза траппов ранних фаз внедрения, над ними так же следует ожидать появления аномалий «трубчатого» типа (аналог ФГМ второго варианта). Механизм формирования ПМН зон обжига связан с подъемом отрицательно намагниченной базитовой магмы по зонам повышенной трещиноватости, контролирующим кимберлитовую трубку. В связи с этим, ПМН могут отражать благоприятные в поисковом отношении геологические ситуации. В этом случае в пределах таких перспективных участков возможно проявление аномалий «структурного» типа – сочетание положительной гравитационной и отрицательной магнитной аномалий [10]. Таким образом, игнорирование ПМН как структурных элементов ФГМ может отрицательно сказаться на интерпретации данных магниторазведки и, как следствие – пропуска кимберлитовой трубки. Поскольку в пределах площадей IV и V геотипов не исключена вероятность существования месторождений аналогичного типа, необходимо провести анализ гравитационных и магнитных полей с привлечением геологических, петрофизических, петрохимических и др. данных.

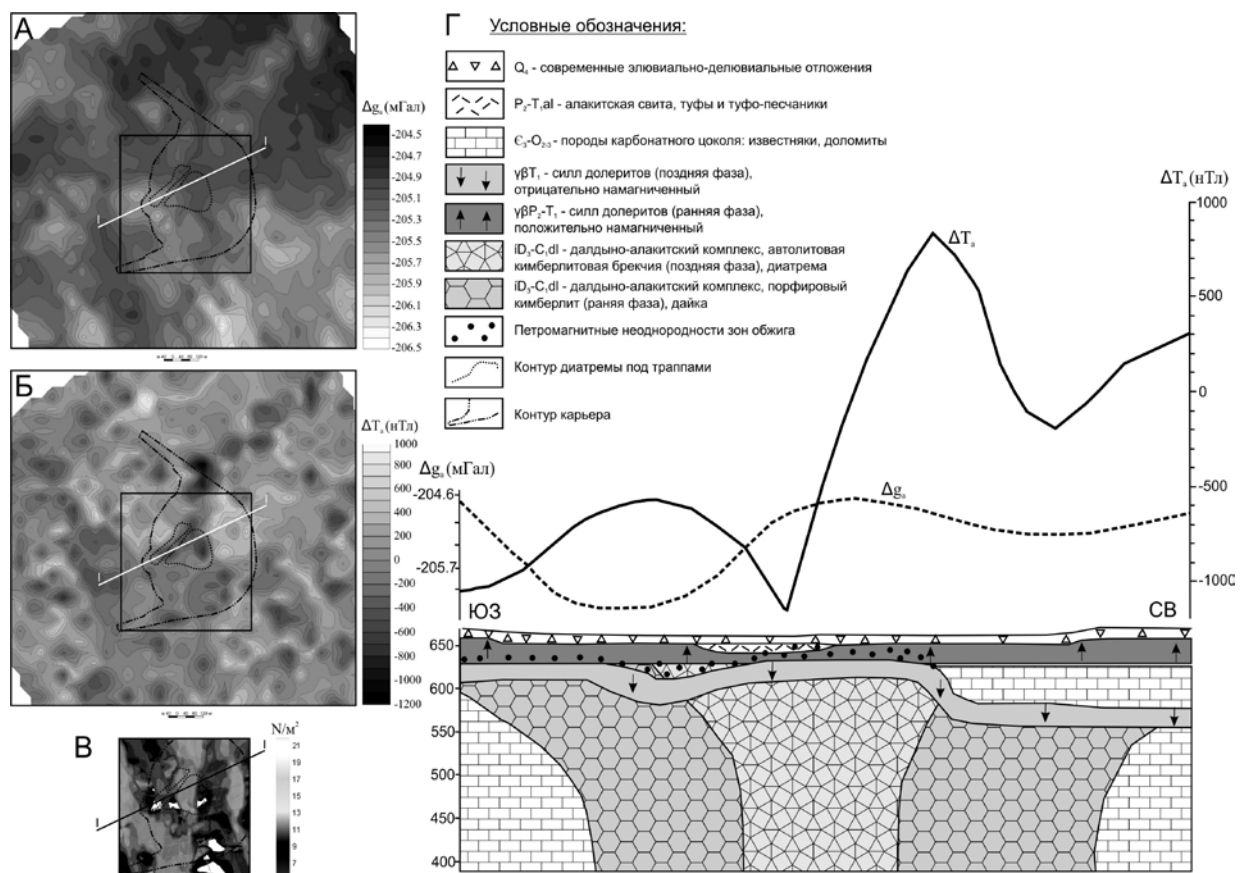


Рис. 2. Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов на трубке Комсомольская

Карты аномальных полей: гравитационного (А) и магнитного (Б); В - распределение параметра плотности трещин (N) на 1 м² (показано распределение изолиний, начиная с величины 10 тр/м²); Г – геолого-геофизический разрез по линии

Литература

1. Ивлиев К.А., Камышева Г.Г., Эринчек Ю.М. Расчленение недифференцированных траппов пермотриаса по данным петромагнитных исследований и крупномасштабной аэромагнитной съемки в Алаakit-Мархинском кимберлитовом поле / Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 47-63.
2. Миков Б.Д., Парасотка Б.С., Романов Н.Н. и др. Методические рекомендации по крупномасштабным магнитным и гравиметрическим съемкам при поисках кимберлитовых тел в условиях развития траппов Западной Якутии. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1986.
3. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г., Сунцова С.П., Копылова А.Г., Убинин С.Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы / Отечественная геология. № 5. 2001. С. 19-24.
4. Мишенин С.Г. Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Диссертация канд. геол.-мин. наук. Казань. 2002.
5. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / Geophys. J. Int. 2002. № 48. P. 1-33.
6. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Распределение векторов естественной намагниченности пермотриасовых траппов Далдыно-Алаkitского алмазоносного района // Геофизика. 2004. № 1. С. 49-53.
7. Давыденко А.Ю., Иванюшин Н.В., Иванюшина Е.Н., Подмогов Ю.Г. Расширение поисково-картировочных возможностей комплекса детальных гравимагнитных съемок на площадях развития траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 369-374.
8. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. Л., Недра, 1979.
9. Константинов К.М., Иванюшин Н.В., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская. // Геофизика. 2004. № 6. С. 50-53.
10. Константинов К.М., Гладков А.С. Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция). Доклады АН. Т. 427. № 2. 2009. С. 245-252.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КИМБЕРЛИТОВ И ТРАППОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

К.М. Константинов¹, М.З. Хузин², М.Д. Томшин³, Д.П. Гладкочуб²

¹ Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», г. Мирный,
e-mail: konstantinov@cniagri.alrosa-mir.ru

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск; e-mail: palmag@crust.irk.ru

³ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск; e-mail: geo@yakutia.ru

Применение магнитных методов диагностики состава и строения горных пород для решения широкого спектра прикладных геологических задач предопределено целым набором благоприятных признаков [1]:

- многообразие проявлений форм магнетизма (от диа- до ферромагнетиков);
- большим размахом значений магнитной восприимчивости (МВ) χ и векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) \mathbf{I}_n , отражающих многообразие геологических процессов;
- множество приемов и параметров диагностики (скалярные, векторные и тензорные значения, анизотропия магнитной восприимчивости (AMS),

термомагнитограммы нагрева и охлаждения, точки Кюри по намагненности насыщения I_s и α , коэрцитивные спектры и др.);

- высокой производительностью методов;
- наличием «магнитной памяти» ЕОН горных пород (палеомагнетизм);
- простотой и доходчивостью принципов интерпретации данных.

Комплекс работ по изучению магнитных свойств кимберлитов и траппов Якутской алмазонасной провинции (ЯАП) включал петромагнитный, магнито-минералогический и палеомагнитный методы [2 - 6]. По результатам изучения ориентированных образцов рассчитывался спектр векторных магнитных параметров горных пород в «естественном залегании», что необходимо для интерпретации данных магниторазведки.

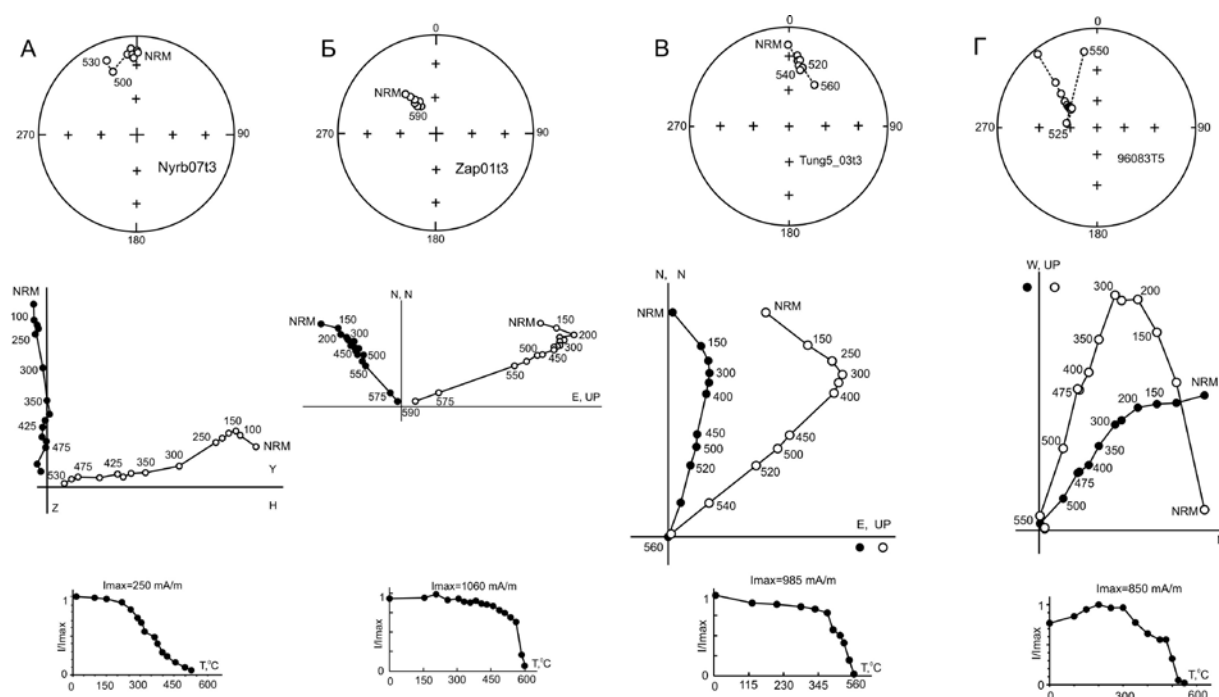


Рис. 1. Лабораторные размагничивания кимберлитов (А - тр. Нюрбинская, Б - тр. Заполярная) и траппов среднего палеозоя (В - р. Тюнг, Г - р. Марха).

Стереограмма: темные (светлые) кружочки – проекция векторов I_n на положительную (отрицательную) полусферу. *Диаграмма Зийдверельда:* темные (светлые) кружочки - проекции I_n на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Числа – величины физического воздействия (переменное магнитное поле или температура), разрушающего исходную намагненность образца.

Из-за особенностей формирования, морфологического строения и состава, воздействия гипергенных процессов, выветривания, содержания ксеногенного материала и др., кимберлитовые тела характеризуются максимальной дисперсией петрофизических параметров: α от первых единиц до $10000 \cdot 10^{-6}$ СГС; I_n от десятых единицы до $10000 \cdot 10^{-6}$ СГС, фактор Q колеблется в пределах 0.2-0.6 ед.

Магнито-минералогические исследования (магнитная анизотропия, коэрцитивные спектры и дифференциальный термомагнитный анализ) позволяют установить состав, строение, природу минералов носителей ЕОН и т. п. Кимберлиты из разных трубок ЯАП

отличаются между собой не только вещественным составом, но и по коэрцитивным спектрам, точками Кюри и др. Данные AMS отражают глубину эрозионного среза кимберлитовой трубки – чем выше упорядочение магнитной текстуры, тем он больше [3].

Палеомагнитные данные позволяют установить характер магнитного поля действующего на момент формирования ЕОН пород и, в зависимости от этого, оценить их палеогеографическое положение, время, генезис и др. Некоторые кимберлитовые трубки ЯАП сохранили первичные векторы ЕОН (рис. 1). При сопоставлении рассчитанных по ним палеомагнитных полюсов с траекторией кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирского кратона [7] возраст их характеристической ЕОН варьирует от 420 до 320 млн. лет (рис. 2).

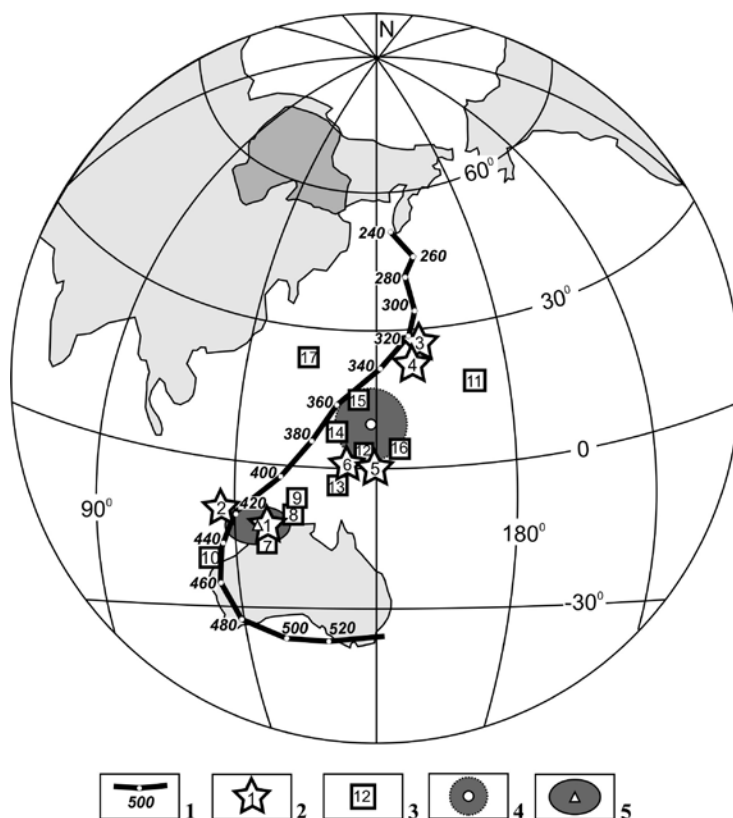


Рис. 2. Распределение палеомагнитных полюсов среднепалеозойских кимберлитов и траппов ЯАП. 1 - ТКМП Сибирского кратона [7], цифры - геологический возраст в млн. лет; 2 и 3 - виртуальные палеомагнитные полюсы (номера согласно табл. 1): 2 – кимберлитов, 3 - траппов ВМЗР; 4 и 5 – средний палеомагнитный полюс с радиусом овала доверия 95%: 4 – по [5], 5 – по [6].

Аналогичные направления векторов характеристической ЕОН (рис. 1) получены по траппам Вилуйско-Мархинской зоны разломов (ВМЗР) [5, 6]. Внедрение траппов ВМЗР связано с тектоно-магматической активизацией ЯАП в результате развития Вилуйской палеорифтовой системы в среднем палеозое [8]. Палеомагнитные полюсы траппов согласуются с ТКМП Сибирского кратона в том же возрастном интервале, что и кимберлиты (рис. 2).

В общем, палеомагнитные исследования среднепалеозойских кимберлитов и траппов ЯАП хорошо согласуются с геологическими и геохронологическими данными [9, 10]. Согласно полученным палеомагнитным данным в среднем палеозое возможно

существование двух эпох кимберлитообразования (рис. 2): поздний силур – ранний девон (420±10 млн. лет) и поздний девон – ранний карбон (350±10 млн. лет) [3, 5, 6].

Таблица. Палеомагнитные направления и полюсы среднепалеозойских кимберлитов и траппов ЯАП

№ пп	Объект, № обн.	Координаты		N	D _{ср} , °	J _{ср} , °	k, ед.	α ₉₅ , °	Φ, °	Λ, °	dm/dp, °	fm, °
		φ, °	λ, °									
Кимберлиты												
1**	тр. Ботуобинская	65°05'	117°03'	43 о	350	-23	23.4	4.6	-13	127	2.6/4.9	12
2**	тр. Нюрбинская			24 о	0	-25	17.2	7.4	-11	117	4.3/8.0	13
3*	тр. Сытыканская	66°08'	111°42'	9 с	290	-60	27.0	10.1	28	160	11.8/15.4	40
4*	тр. Юбилейная	66°00'	111°07'	5 с	301	-57	42.4	11.9	23	159	12.5/17.3	38
5*	тр. Айхал	65°54'	111°32'	21 о	319	-34	9.0	11.2	0	150	7.3/12.8	19
6*	Дайка кимберлитов, тр. Айхал			14 о	325	-39	17.6	9.9	2	143	7.0/11.8	22
Базиты												
7**	р. Кюленкэ, 1-03	67°14'	121°13'	7 о	353	-15	41.9	9.4	-16	127	4.9/9.6	8
8**	р. Тюнг, 1-04	66°00'	119°42'	12 о	348	-22	41.4	6.8	-12	132	3.8/7.2	11
9**	р. Тюнг, 5-04	66°10'	119°40'	18 о	345	-30	49.7	5.0	-7	134	3.1/5.5	16
10**	р. Моркока, 2-00	65°11'	115°51'	14 о	181	11	16.7	10.1	-19	115	5.2/10.2	6
11*	р. Марха, 2-96	64°57'	116°33'	12 о	294	-50	23.7	9.6	18	173	8.6/12.8	31
12*	р. Марха, 4-96	64°39'	116°37'	16 о	326	-43	28.8	7.0	3	147	5.3/8.6	25
13*	р. Марха, 5-96	64°32'	116°38'	11 о	336	-35	36.3	7.7	-4	140	5.1/8.9	19
14*	р. Марха, 6-96	64°33'	116°38'	9 о	330	-48	21.2	11.4	7	142	9.8/14.9	29
15*	р. Виллой, 6-96	62°19'	116°02'	10 о	322	-58	54.2	6.6	15	146	7.1/9.7	39
16*	р. Виллой, 7-96	62°18'	116°04'	18 о	316	-42	38.5	5.6	4	155	4.2/6.9	24
17*	р. Виллой, 8-96			13 о	154	68	142.7	3.5	25	134	4.9/5.9	51
Сводные определения												
18	№№ 1, 2, 7 - 10	66°00'	119°00'	6 с	353	-21	75.6	7.8	-13	126	4.3/8.2	11
19*	№№ 3 - 6, 11 - 17	64°36'	114°42'	11 с	319	-49	31.5	8.3	11	150	8.9	31

Примечания: N – количество направлений образцов (о) или сайтов (с) для расчета. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: D_{ср} - склонение, J_{ср} - наклонение, k - кучность и α₉₅ – радиус овала доверия. Палеомагнитный полюс: Φ - широта, Λ - долгота, dm/dp - доверительные интервалы и fm - палеоширота. * - данные по [5], ** - данные по [6].

Выполненные на основе палеомагнитных данных палеогеографические реконструкции свидетельствуют, что в среднем палеозое Сибирский кратон перемещался в северном направлении и занимал положения в низких широтах северного полушария (от 15 до 40°), причем его южный (в современной географической системе) край представлял собой фронтальную область с Байкальской складчатой областью (БСО) [11]. Судя по геологическим данным, формирование генеральных структур БСО завершилось в конце силура (до 420 млн. лет), в результате аккреции с микроконтинентами, дрейфующими в акватории Палеоазиатского океана. В результате закрытия Палеоазиатского океана, в зоне субдукции возникают геодинамические обстановки инициирующие формирование конвективных ячеек (горячих точек). При погружении стагнирующей части слэба Палеоазиатского океана в нижнюю мантию над зоной его плавления активизируется Виллойская палеорифтовая система. В результате

этих процессов происходит утонение коры кратона (формирование астеносферного выступа), создающее благоприятные условия для начала вулканической деятельности в девоне – раннем карбоне (420 - 320 млн. лет).

Предложенная модель исключает некоторую случайность при формировании среднепалеозойских базитов и кимберлитов, связанную с прохождением Сибирского кратона над горячими точками классического типа (зарождающейся в результате теплообмена на границе ядро-мантия), поскольку сам ход событий predetermined наиболее благоприятную геодинамическую обстановку для образования верхнемантийных диапиров в качестве их энергетических источников.

Литература

1. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., Недра, 1977. 182 с.
2. Константинов К.М. Магнетизм горных пород при решении прикладных задач поисков месторождений алмазов на закрытых территориях / Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный; 18-20 марта, 2008 г. Якутск: изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. – С. 332-338.
3. Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. Наука и образование, 2010, № 1 (57). – С. 47-54.
4. Саврасов Д.И. О применении палеомагнитного метода для оценки возраста кимберлитов и траппов // Геология алмазных месторождений. Тр. ЯФ СО АН СССР. М., 1963. № 9. С. 162-171.
5. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / Geophys. J. Int. (2002), № 48. p. 1-33.
6. Константинов К.М., Стегницкий Ю.Б., Константинов И.К. Палеомагнитное датирование кимберлитовых трубок Ботуобинская и Нюрбинская (Якутская алмазоносная провинция) / Проблемы геологии и разведки недр Северо-Востока России: материалы региональной научно-практической конференции, посвященной 55-летию инженерного образования в Республике Саха (Якутия). 30 марта 2011 г. – Якутск: Изд-во СВФУ, 2011. – С. 166-171.
7. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995.
8. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского авлакогена. М.: Недра, 1975.
9. Кривонос В.Ф. Относительный и абсолютный возраст кимберлитов / Отечественная геология. 1997. № 1. С. 41-51.
10. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984.
11. Константинов К.М. Интерпретация палеомагнитных данных Восточной Сибири с целью разработки геодинамической модели формирования среднепалеозойских кимберлитов и траппов Якутской алмазоносной провинции / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международной-школы семинара. 20-24 сентября 2010 г. С.-Пб. 2010. – С. 79-85.
12. Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга - задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое / Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 3, с. 209–226.

МЕХАНИЗМ МОДЕЛИРОВАНИЯ 3D-ПОВЕРХНОСТИ КРОВЛИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РС (Я)

И.И. Кривошапкин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Современные средства визуализации цифровой геологической информации разнообразны, а их комбинации позволяют получать новые геологические знания.

Цель исследования – на примере карты изолиний рельефа кровли верхней мантии и кристаллического фундамента РС(Я) (Мишнин и др., 2003 г.) построить непрерывную 3D поверхность рельефа фундамента, используя программное обеспечение ArcGis и Surfer.

Последовательность действий:

1. Сканирование карты изолиний и привязка растра в ГИС-проект.
2. Оцифровка изолиний кровли верхней мантии и кристаллического фундамента.
3. Преобразование слоя изолиний из линейного в точечный (точки ставятся в узлах линий и получают параметр этой изолинии). Для этого выбираем инструмент ArcToolbox→Data Management Tools→Features→Feature Vertices To Points и выполняем преобразование.

4. Вычисляем координаты полученных точек: ArcToolbox→Data Management Tools→Features→Add XY Coordinates, которые добавляются в атрибутивную таблицу самостоятельными полями.

Полученная атрибутивная база данных формата *.dbf готова для интерполяции.

Интерполяция непрерывной поверхности производится методом "Кригинга" программой Surfer. Результатом интерполяции является сеточный файл с расширением *.grd.

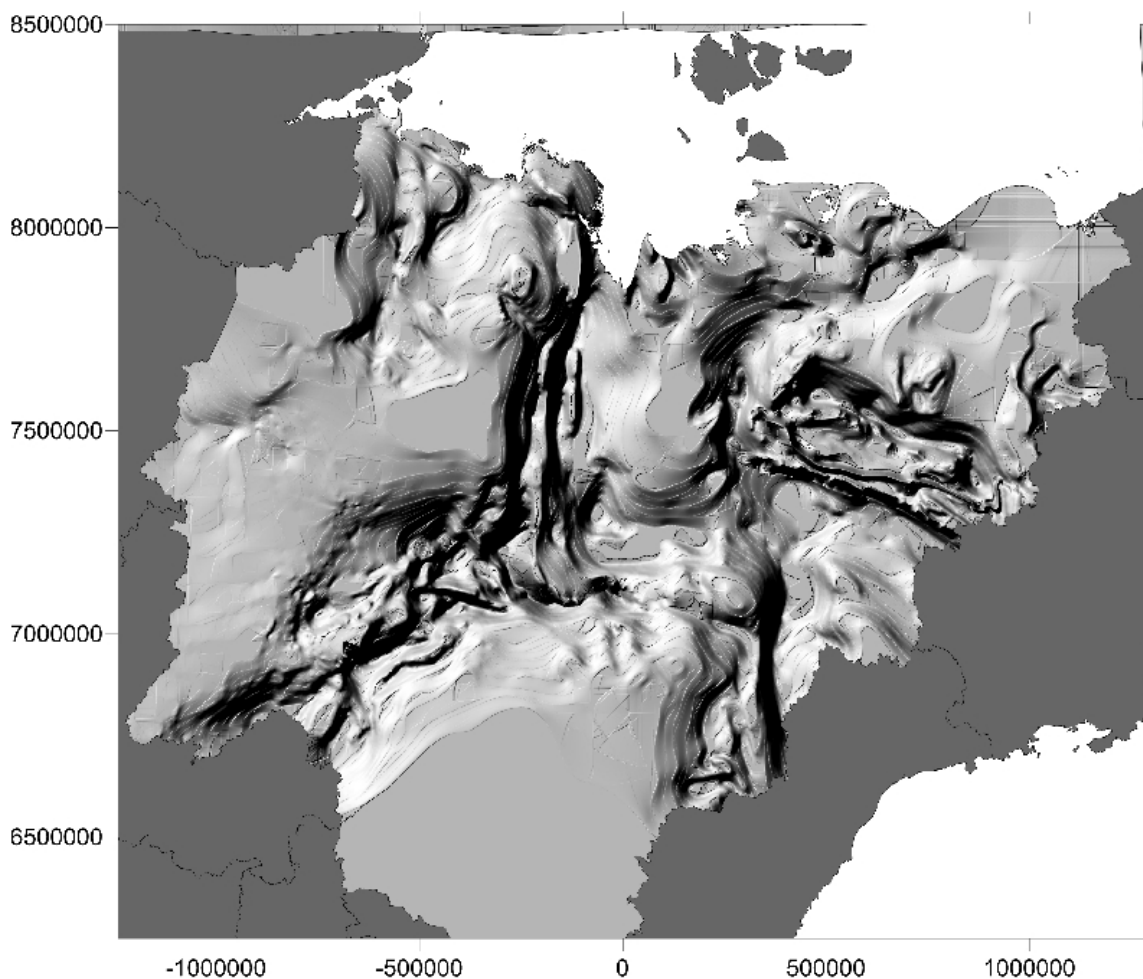


Рис. 3D поверхность кровли верхней мантии и кристаллического фундамента

5. Surfer (Основное меню)→Grid→Data→выбираем точечный файл *.dbf , полученный в пункте 4. Длину стороны вычисляемого пикселя устанавливаем в 1000м.

6. После вычисления Grid строим карту 3D поверхности фундамента верхней мантии и кристаллического фундамента: Основное меню→Map→New→3D Surface (рис.).

Полученная 3D поверхность может быть использована:

1. Для анализа структурного контроля алмазоносных кимберлитовых полей и трубок.

2. Для анализа закономерностей распределения коренных и россыпных месторождений золота, в связи с глубинными рудоконтролирующими структурами.

3. Для анализа природы гравитационных и магнитных аномалий.

Для этого с 3D поверхностью могут быть совмещены различные слои (shape-файлы) ГИС-проекта ИГАБМ СО РАН.

**ПРИЗНАКИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ УЧАСТКОВ СКОПЛЕНИЯ
УГЛЕВОДОРОДОВ В АЛЛОХТОНЕ
СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

Т.И. Ларионова

*Федеральное Унитарное Государственное Предприятие, Сибирский Научно-Исследовательский
Институт Геологии, Геофизики и Минерального Сырья, г. Новосибирск; e-mail: sniiggims@larionova.ru*

Нефтегазоносность периферийных частей складчатых сооружений, имеющих покровно-надвиговую структуру, известна давно, как в пределах бывшего СССР (Карпаты и др.), так и за рубежом (Загрос, Скалистые горы, Аппалачи и др.). В последние десятилетия зоны надвигов в складчатых областях, становятся важными объектами работ на нефть и газ. Вероятно, это происходит в связи с исчерпыванием потенциала открытия месторождений углеводородов (УВ) в регионах с платформенным строением. И теперь объектами поисковых работ являются глубоко залегающие горизонты в старых регионах и новые регионы со сложными геологическими условиями, которыми являются складчато-надвиговые пояса. Исследованиями последних лет установлено широкое распространение покровно-надвиговой тектоники не только в складчатых и эпиплатформенных орогенных областях, но и так же, на молодых плитах и древних платформах [2].

Толчком к освоению покровно-надвиговых территорий послужили положительные результаты в различных регионах мира, имеющих подобное строение. Сюда же можно отнести Нюйско-Джербинскую впадину (НДВ), расположенную на севере Предпатомского регионального прогиба (ПРП) Сибирской платформы. Осадочный чехол НДВ осложнен складчато-надвиговыми дислокациями фронтальной части Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса.

В процессе своего становления исследуемая территория подвергалась геодинамическим активизациям сжатия и растяжения. Её развитие началось в рифее когда на пассивной окраине Сибирской платформы начали накапливаться осадочные отложения большой мощности, в том числе и нефтематеринские [3, 9]. Здесь существовал крупнейший палеоочаг генерации УВ [3, 9]. Процессы шарьирования протекавшие на рубеже силура-девона способствовали миграции УВ из Байкало-Патомского палеобассейна в сторону Сибирской платформы, направление которой обусловленной ориентировкой главного напряжения сжатия [4]. НДВ располагалась на пути миграции УВ. В условиях обстановки сжатия происходило формирование структур, благоприятные для скопления залежей УВ.

В плане надвиговый пояс образуют дугу, выпуклую в сторону движения. Месторождения УВ в их пределах группируются в цепочки вдоль надвигов и сопряженных с ними валообразных структур, располагающихся субпараллельно друг относительно друга. Каждый наиболее проявленный надвиг сопровождается отдельной складчатой зоной, состоящей из более мелких антиклинальных структур. Ширина зон составляет до 10 км, при протяженности в десятки километров. Скопления залежей нефти и газа наблюдаются в наиболее выгнутой части дуги. При более детальном рассмотрении строения принадвиговых зон в плане наблюдаются небольшие изгибы, связанные с рельефом поверхности автохтона. Контрастные поднятия автохтона тормозят движение аллохтона там, где препятствия нет - движение продолжается. В результате происходит изгиб зоны. На таких участках помимо надвига происходит – сдвиг-растяжение. Впервые на это обратил внимание в устном сообщении А.В. Мигурский.

В результате тектонических активизаций сплошность пород нарушается с образованием трещин различной ориентировки. Процессы шарьирования, происходящие в условиях сжатия при субвертикальном положении максимального растягивающего напряжения способствуют раскрытию трещин субгоризонтальной ориентировке.

При надвигах и при сдвигах трещины растяжения, создающие коллектор в первом случае имеют горизонтальную ориентировку, во втором – вертикальную (рис. 1) [6, 7].

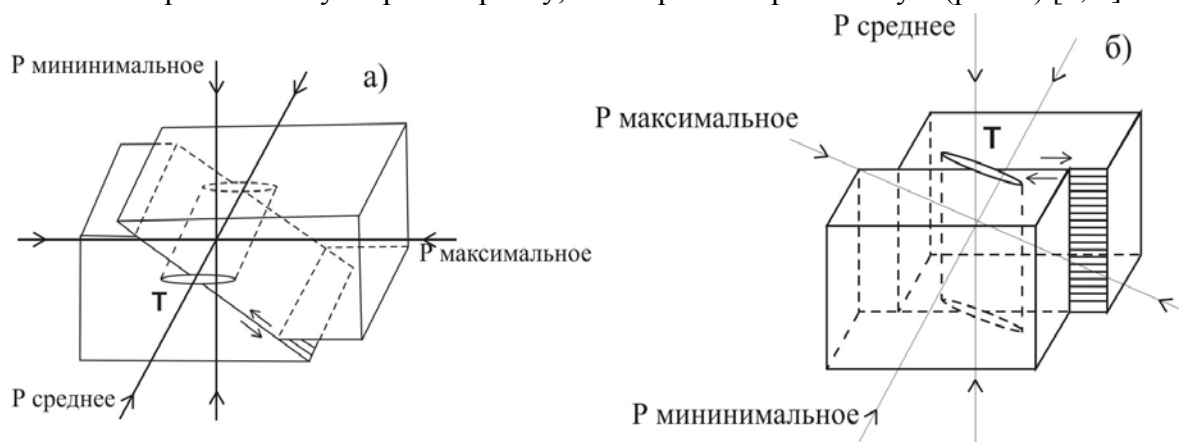
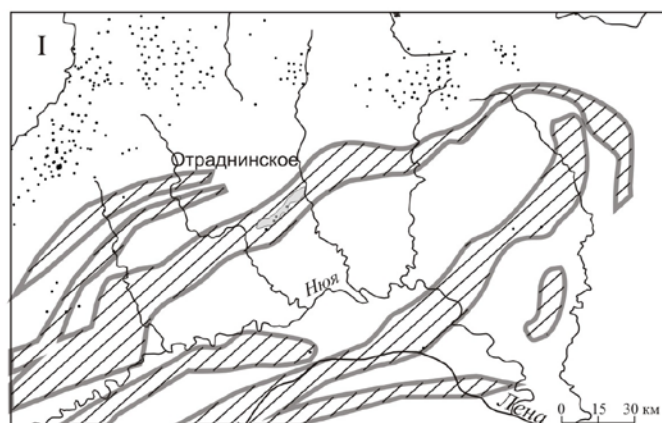
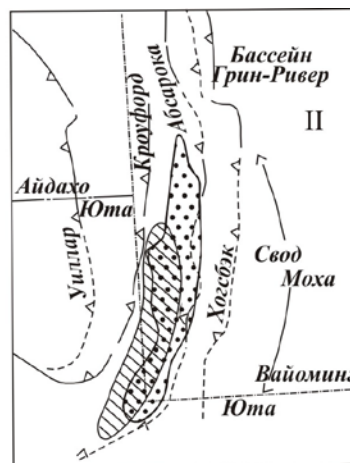


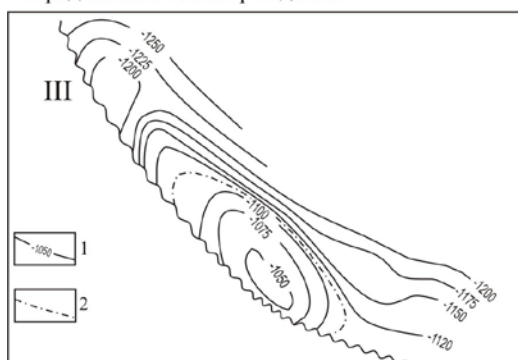
Рис. 1. Ориентировка трещин растяжения (τ) и главных осей напряжения сжатия (P) в надвигах (а) и сдвигах (б) с дополнениями [4]



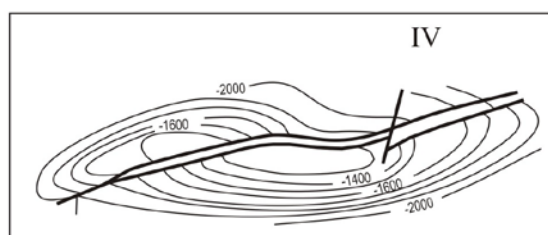
1 - складчато-надвиговые зоны; 2 - залежь Отраднинского месторождения



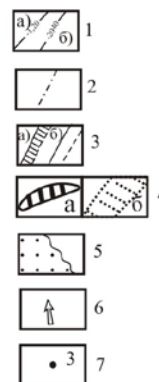
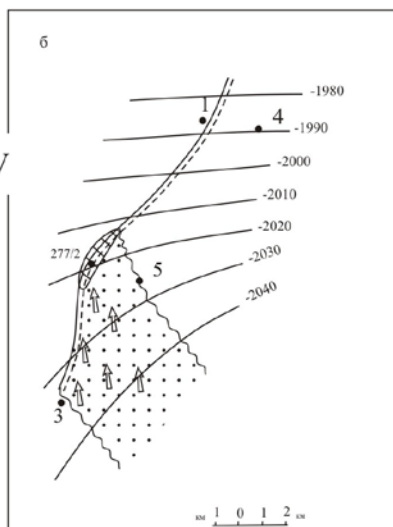
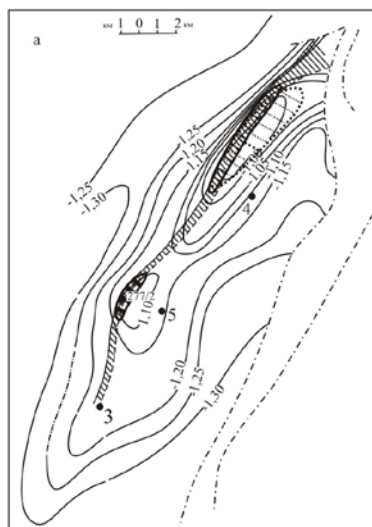
1 - область генерации УВ (бассейн Фоссил); 2 - область аккумуляции нефти и газа; 3 надвиги



1 - изогипсы по кровле плиоцена, м; 2 - газоводяной контакт



1 - изогипсы по кровле мезотиса; 2 - разрывные нарушения



1 - изогипсы кровли усольской свиты (а), марковского пласта песчаников (б); 2 - зоны нарушений по данным сейсморазведки; 3 - разломы detachment из под- в надосинскую часть усольской свиты (а), из тирской свиты в усольскую (б); 4 - прогнозируемые залежи УВ в осинском пласте (а), в бельской свите (б); 5 - рекомендуемый район для поиска материнской залежи, питавшей УВ осинскую залежь; 6 - предполагаемое направление миграции УВ; 7 - глубокие скважины.

Рис. 2. Схемы строения залежей углеводородов в складчато-надвиговых регионах: I –Отраднинского (Сибирская платформа), II - Скалистых гор в США [8], III - Купелло-Сан-Сальво (Италия), IV - Болдешти (Румыния) [10], V - Пилудинское (Сибирская платформа) [5]

В условиях преобладания горизонтальных сжимающих напряжений возникает аномально высокое пластовое давление (АВПД), уменьшающееся в сторону ориентировки главного напряжения сжатия. Действие АВПД наряду, с главенствующим направлением ориентировки трещин, способствуют массовой миграции флюидов в латеральном направлении. Такая миграция способствует формированию залежей УВ в автохтоне. При сложившихся благоприятных обстоятельствах УВ из автохтона могут перетекать в структуры аллохтона. К таким обстоятельствам можно отнести формирование ответвляющегося от детачмента надвига, который служит проводником.

Сюда же можно отнести изгибы линейных дислокаций в плане, обусловленные препятствиями на поверхности срыва [1]. На этих участках происходит растягивание дислокаций в горизонтальной плоскости. Создаются условия сдвига, при которых формируются трещины вертикальной ориентировки. При наличии ловушки в автохтоне по трещинам происходит её заполнение УВ. Такие благоприятные обстановки для перетока УВ из автохтона в аллохтон имеются на Пилюдинском и Отраднинском месторождениях. На Пилюдинском нефтяном месторождении приток УВ получен из усть-кутского (V-Є1jur) и осинского (Є1us) горизонтов аллохтона. Эти залежи, по-видимому, являются вторичными, в которые УВ поступают из материнских залежей, расположенных в автохтоне, приуроченному к терригенному венду. Подток УВ происходит по надвигу, ответвляемому от детачмента, связанному с тирскими солями венда.

На Отраднинском газонефтяном месторождении открыта залежь в телгеспитском продуктивном горизонте бюкской свиты терригенного венда, приуроченной к автохтону. Из этой залежи идет переток УВ в ловушку аллохтона, где УВ скапливаются в юряжском (V-Є1jur) продуктивном горизонте. Переток происходит по ответвляющемуся от детачмента надвигу, а так же системе трещин субвертикальной ориентировки. Об их наличии говорит наблюдаемый в плане изгиб складчато-надвиговой зоны (рис.2 (I)). В описании керна скважин на данной территории, так же отмечается наличие трещин вертикальной ориентировки. Примеры скопления УВ на участках изгиба складчатых зон имеются и в других регионах (рис.2). Выделенные участки изгиба складчато-надвиговых линейных зон могут служить косвенным признаком наличия залежей в аллохтоне, что достаточно важно в современной обстановке удорожания стоимости работ и необходимости экономии средств.

В свете современных представлений о геодинамике и особенностях формирования покровно-надвиговых зон открываются перспективы обнаружения месторождений УВ не только в старых нефтегазодобывающих районах (Волго-Уральский, Предкавказский, о-ов Сахалин и др.), но и в слабо изученных прогибах Пред-Верхоянского, Предпатомского и других бассейнов, которые могут содержать залежи нефти и газа.

Литература

1. Арган Э. Тектоника Азии. 1935. ОНТИ.
2. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., Постников Д.В. // Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы. Издательство «Наука». Москва. 1991.
3. Ларичев А.И. Условия накопления и закономерности распределения органического вещества в рифейских отложениях Сибирской платформы // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Ленно-Тунгусской провинции: Сб. науч. трудов. Н. СНИИГГиМС, Новосибирск 1982. С. 96-111.
4. Мигурский А.В. Масштабные латеральные перемещения пород и флюидов на Сибирской платформе // Геология и

минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2010. № 1. С. 53-57.

5. Мигурский А.В., Ларионова Т.И. Перспективы нефтегазопоисковых работ в аллохтоне Предпатомского регионального прогиба (Сибирская платформа)// ГЕО-Сибирь-2009. Т.2. Недропользование. Горное дело. Новые направления и технология поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых: Сб. матер.V Междунар. Науч. конгресса «ГЕО-Сибирь-2009», 20-24 апреля 2009 г., Новосибирск. Новосибирск: СГГА, 2009. С.295-300.

6. Мигурский А.В., Старосельцев В.С. Зоны разломов – естественные насосы природных флюидов// Отечественная геология. 2000. №1. С. 56-59.

7. Муди Дж., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника //Вопросы современной зарубежной тектоники: Сб. статей. М., Изд. инстр. литературы. 1960. С. 265-333.

8. Раабен Ф.В. Особенности распространения залежей углеводородов в надвиговых зонах орогенов // Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон: Сб. науч. тр. М. «Наука», 1990. С. 19-23.

9. Соболев П.Н., Шиганова О.В., Дыхан С.В. Перспективы увеличения нефтегазового потенциала докембрийских отложений Лено-Тунгусской провинции //Геология нефти и газа. 2009. №6. С. 62-70.

10. Справочник по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран. Кн. 1. Европа. Северная и центральная Америка. М., «Недра», 1976.

ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ В МИГРАЦИОННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

В.Н. Макаров

Учреждение Российской академии наук Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск; e-mail: makarov@mpi.ysn.ru

Тектонические разломы могут оцениваться не только как границы между блоками земной коры, но и как специфические геохимические тела с определенной геохимической специализацией. Определена прямая связь литохимических и гидрогеохимических аномалий с зонами разломов. Значительно менее изучены особенности миграционных геохимических полей, приуроченных к тектоническим разрывным нарушениям районов криолитозоны. Тектонические разломы в таких районах сопровождаются геохимическими аномалиями в миграционных геохимических полях.

Насыщение атмосферных осадков микроэлементами типоморфными для геологических формаций характерно для Восточной Якутии. Метеорные воды этого региона обогащены по сравнению с кларками земной коры комплексом преимущественно халькофильных элементов, отражающим специфику металлогенической минерализации Верхояно-Колымской складчатой системы:

$\text{Hg} > \text{Au}, (\text{Tl}) > \text{Sn} > \text{Zn} > \text{Pb}, \text{Cr} > \text{Cu}.$

Концентрирование группы тяжелых металлов установлено в атмосферных осадках Дербек-Нельгехинской олово-полиметаллической металлогенической зоны (Восточная Якутия). В дождевых водах установлены высокие содержания олова, свинца, меди, цинка - типоморфных элементов рудной зоны (табл. 1).

Химические элементы поступают в атмосферу над зонами разломов не только в виде аэрозолей и пылевых частиц, но и паров. Аномалии паров ртути в приземной

Таблица 1. Концентрирование тяжелых металлов в атмосферных осадках Дербек-Нельгехинской рудной зоны

Элементы	Содержание в атмосферных водах, мкг/л		
	Рудная зона	Восточная Якутия (фоновые воды)	Кларк концентрации
Sn	0,8	0,04	20,0
Pb	0,5	0,04	12,5
Cu	0,8	0,13	6,2
Zn	1,9	0,50	3,8

атмосфере образуются над рудными месторождениями и глубинными разрывными нарушениями [1]. Причем зоны разломов проникающих глубоко в мантию, характеризуются более контрастными газортутными аномалиями, чем коровые разломы [2]. Это обстоятельство определяет взаимосвязь концентраций ртути в атмосферных осадках с тектоническим строением подстилающей земной поверхности. Показательно распределение ртути в дождевых водах центральной части Яно-Индибирской синклинальной зоны - одной из крупнейших структур мезозой Верхояно-Колымской складчатой области. Максимальные концентрации ртути в дождевых водах приурочены к зонам разломов глубокого корово-мантийного заложения и участкам пересечения подобных разломов с астеноконками - магматогено-тектоническими структурами, проникающими в подкоровые слои. На этих участках содержания ртути в дождевых водах составляют 2,5-4,3 мкг/л - 0,02-0,03% от величины минерализации воды. Существование интенсивного потока паров ртути в пределах разрывных структур этого района, подтверждается присутствием аномальных концентраций атомарной ртути (паров ртути находящихся в растворенном состоянии) в водотоках. Содержание атомарной ртути в поверхностных водах дренирующих глубинные разломы, достигает $1,18 \cdot 10^{-6}$ мг/л, при фоновых значениях $1,4 \cdot 10^{-7}$ мг/л (определение атомарной ртути в воде выполнено И.Л.Луковичем на приборе ИМГРЭ-4). В области влияния менее глубинных коровых разломов концентрации ртути в дождевых водах понижаются до 0,3-1,5 мкг/л [3].

Экспериментальными и натурными исследованиями, проведенными в ИМЗ СО РАН, установлены особенности миграции химических элементов в системе снежный покров - подстилающий субстрат, периодически меняющей направление в течение холодного времени года [4]. Максимальная концентрация химических элементов в снежном покрове, за пределами зон техногенного воздействия, приурочена к участкам высокой геохимической неоднородности горных пород – тектоническим нарушениям, рудным зонам и др.

Над зонами разломов Сетте-Дабанской тектонической зоны Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса зафиксированы миграции в снежный покров типоморфных для района элементов: серы, фтора, меди и кадмия (рис. 1).

Объёмы поступления микроэлементов в снег над разломами Сетте-Дабанской тектонической зоны колеблются от 0,0п для Cd до 10п-100п кг/км² год для S (табл. 2).

К зонам активных разломов обычно приурочены наледи, изучение которых позволяет получать геохимическую характеристику глубокозалегающих горизонтов земной коры, рудовмещающих и рудоконтролирующих структур. Примером являются

контрастные геохимические аномалии установленные при изучении наледей крупнейшей на Северо-Востоке России наледной зоны, расположенной в пределах Момо-Селенняхской впадины (рис.2).

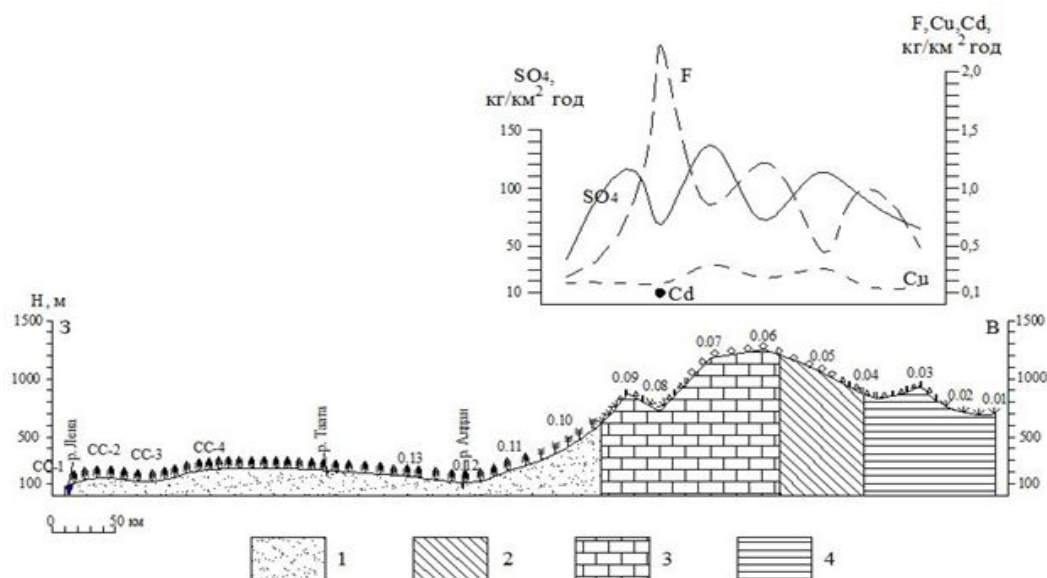


Рис. 1. Поступление микроэлементов в снег над разломами Сетте-Дабанской тектонической зоны
 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – метаморфический пояс; 3 – венд-нижнепалеозойские отложения; 4 – верхнепалеозойские-мезозойские отложения. Разломы: О – Окраинный. Б – Бурхалинский, В - Восточно-Сетте-Дабанский

Морфоструктурный анализ рельефа впадины и расшифровка геофизических данных позволяют предположить, что фундамент впадины разбит системой разломов на ряд разновысоких блоков. Именно к пересечениям этих разломов и к границам блоков приурочено большинство наледей. Гигантские наледи образовались в зоне интенсивной разгрузки подмерзлотных водоносных горизонтов вдоль разлома глубокого заложения Улахан, обладающего высокой тектонической и сейсмической активностью [5].

Таблица 2. Поток микроэлементов в снег в над разломами Сетте-Дабанской тектонической зоны, кг/км² год

Параметры распределения	S	F	Cu	Cd
Среднее	101	1,08	0,25	0,017
Минимальное	68	2,22	0,18	0,001
Максимальное	137	0,43	0,34	0,081

На наледях, а после стаивания льда, на аллювиальных отложениях русла образуются лучисто-белые налеты и корки, при высыхании превращающиеся в порошок белого или желтовато-белого цвета. В криогенных солях обнаружены аномальные концентрации Pb, Cd, V, Cu, Ni (табл. 3).

Геохимические поля, связанные с тектоническими разломами проявляются и в водных системах. Примером может быть район, расположенный на северо-западном крае Анюйско-Олойского блока, где последний полого погружается под рыхлые четвертичные отложения Колымской депрессии. Район полностью перекрыт верхнечетвертичными аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями мощностью от 20 до 100 м, представленными галечниками, гравием, песками, супесью,

Таблица 3. Содержание микроэлементов в криогенных солях наледей Момо-Селенныхской впадины, мг/кг

Бассейн реки	М и к р о э л е м е н т ы							
	В	Ti	Cr	Mn	Ni	Cu	Cd	Pb
Борылылах	50	50	10	50	3	2	1000	0,5
Куранах-Юрэх	70	200	5	30	3	3	300	1
Нахатта	50	2000	30	150	7	5	70	3
Тэбэтэй	10	20	10	100	7	10	1	2
Умба	50	70	10	20	1	1,5	1000	0,5

суглинками, илами и торфяником. Для Анюйско-Олойского блока характерно широкое развитие линейных разломов северо-западного и субмеридионального направлений.

Разрывная тектоника района представлена зоной крупного разлома северо-западного простирания, трассируемого магнитными и гравитационными аномалиями. Разломы второго порядка выделяются на телевизионных космоснимках как границы областей, различных по характеру фотоизображения или внутри последних в виде четко выраженных сравнительно узких фототоновых полос. Разломы скрыты под чехлом осадков кайнозойского возраста, а южнее района проявляются на поверхности, контролируя размещение осадочных и магматических формаций. Мощность многолетнемерзлых пород, по данным бурения в северной части района, колеблется от 280 до 415 м [6]. Фоновая величина минерализация воды озер, рек и ручьев составляет

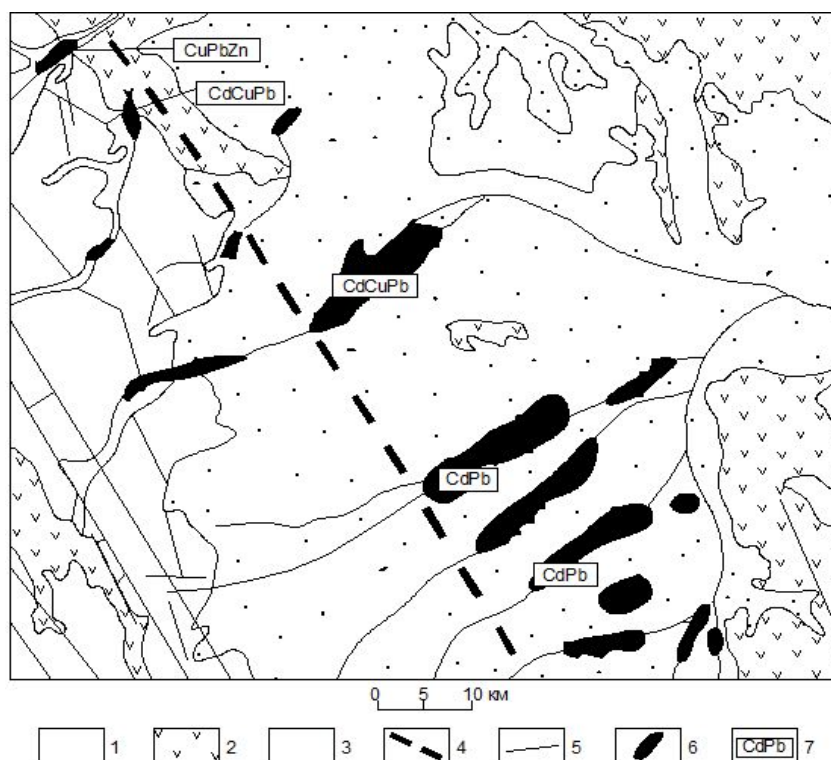


Рис. 2. Геохимические аномалии в наледях вдоль разлома глубокого заложения Улахан
 1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – мезозойские терригенные и вулканогенные отложения; 3 – палеозойские терригенно-карбонатные отложения; 4 - разлом Улахан; 5 – тектонические нарушения; 5 – наледи; 6 – геохимические аномалии

10-20 мг/л. Реки и термокарстовые озера, расположенные в зоне влияния тектонических нарушений, характеризуются заметным изменением величины минерализации и

гидрогеохимическими аномалиями ряда металлов. По данным гидрогеохимического опробования в бассейне реки Крестовка, водотоки расположенные в зонах влияния глубинных разломов как первого, так и второго порядка, отличаются более высокой минерализацией воды, аномальным содержанием мышьяка и ртути (табл. 4).

Таблица. 4. Химический состав воды правых притоков р. Крестовка

Номер проб	Минерализация, мг/л	рН	As	Hg
			мкг/л	
32	61,4	7,2	10	0,5
9	54,3	6,3	10	0,5
166	82,2	6,5	80	0,5
28	76,8	7,1	20	0,5
24	101,5	6,9	40	40
25	104,4	7,8	80	Не опр.

Миграция химических элементов, вызывающих образование геохимических полей, происходит в толщу многолетней мерзлых покровных отложений, в результате диффузии вещества в жидких пленках незамерзающего раствора. По всей вероятности аналогичные процессы характерны и для активных зон разрывных нарушений, следствием чего и является повышение минерализации природных вод и возникновение аномалий тяжелых металлов в водотоках, находящихся в зоне влияния тектонических нарушений.

Наблюдаемая связь миграционных геохимических полей с разломами свидетельствует и об активности этих тектонических структур, проницаемости многолетнемерзлых пород для потоков вещества и высокой скорости современного формирования геохимических полей в зонах разломов.

Литература

1. Фурсов В. З. Ртутная атмосфера природных и антропогенных зон // Геохимия, 1997, №6, С. 644-652.
2. Озерова Н.А. О ртутности гидротермальных месторождений. – Докл. АН СССР, 1981. т. 261. №5. С. 1234-1237.
3. Макаров В.Н.. Геохимические поля в криолитозоне. - Якутск: Издательство Института мерзлотоведения СО РАН, 1998.
4. Макаров В.Н., Федосеев Н.Ф., Федосеева В.И. Геохимия снежного покрова Якутии. - Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1990.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001.
6. Геохимия кайнозойских отложений нижнего течения р. Колымы/ В.Н.Макаров, В.Н.Симурзин, В.Р.Туманов. - Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР. 1984.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКО-ФАНЕРОЗОЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО ОКРАИН НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Д.В. Метелкин^{1,2}, В.А. Верниковский^{1,2}, А.Ю. Казанский^{1,2}

¹ Учреждение Российской академии наук Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН, г. Новосибирск, e-mail: metelkindv@ipgg.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Палеотектоническая реконструкция объединяет в себе 10 последовательных палинспастических схем описывающих эволюцию Сибирского кратона в течение последнего миллиарда лет (рис.). Показана трансформация геодинамических

обстановок на окраинах кратона, в связи с происходящими тектоническими событиями. Отправной точкой в создании реконструкции является авторский вариант траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибири [1], который позволяет численно восстановить палеогеографическое положение палеоконтинента на интересующий момент времени и описать кинематику дрейфа за определенный интервал геологической истории.

В частности, новые данные по докембрию [2, 3] обосновывают наличие в неопротерозойском интервале ТКДП Сибири петли, аналогичной лаврентийской “Grenville Loop” [4]. Сходство траекторий обосновывает положение кратонов в составе Родинии и позволяет реконструировать динамику распада суперконтинента. В раннем неопротерозое Сибирский кратон надстраивал Северо-Американский к северу так, что его западная, в современных координатах, окраина являлась продолжением западной окраины Лаврентии. На окраинах Сибири преобладают процессы осадконакопления в условиях континентального шельфа. Кратон представляет собой гигантский полуостров [5]. Тем не менее, южную окраину характеризует напряженный тектонический режим, связанный с рифтогенезом [2, 6]. Вполне вероятно, что уже 950 млн. лет назад здесь располагался узкий бассейн, типа Красного моря, вытянутый от Байкальской до Учуро-Майской окраин. Раскрытие бассейна проходили постепенно с востока на запад на фоне сдвига, который контролируется вращением кратона против часовой стрелки. Отодвиганию кратона в результате спрединга на юго-восточной окраине способствуют процессы субдукции на противоположной северо-западной периферии. При этом связанные с субдукцией вулканические пояса отделены от кратона обширными окраинно-континентальными бассейнами [7]. Кинематика Сибирской плиты для первой трети неопротерозоя может быть описана дрейфом южного направления с поворотом против часовой стрелки из области экваториальных широт до умеренных южного полушария. Вторая треть неопротерозоя отвечает обратному – северному дрейфу плиты к экватору с поворотом по часовой стрелке. Расчетная скорость дрейфа не превышает 10 см/год, а амплитуда вращения менее 1°/млн. лет.

Рубеж 750 млн. лет назад мы рассматриваем как время окончательного отрыва Сибири от континентальных масс Лаврентии. Значительным событием также стало формирование Центрально-Ангарского орогенического пояса. Основной же этап аккреции “ранних” островных дуг с образованием на северо-западной периферии Сибирского палеоконтинента Центрально-Таймырского, Приенисейского, Байкало-Муйского поясов пришелся на рубеж криогения и эдиакария [8-10].

Палеозойский этап эволюции Сибирского кратона базируется на результатах анализа палеомагнитных данных, предложенных в [11] с авторскими дополнениями для границы докембрия-палеозоя. Показано, что после относительно короткого перерыва в начале эдиакария, режим активной континентальной окраины на юго-западе, в современных координатах, Сибирского палеоконтинента был возобновлен. На основе анализа палеомагнитных данных по островодужным террейнам Алтае-Саяно-Байкальского региона, активная окраина связана с эволюцией протяженной субдукционной системы, “опоясывающей” всю западную и юго-западную, в

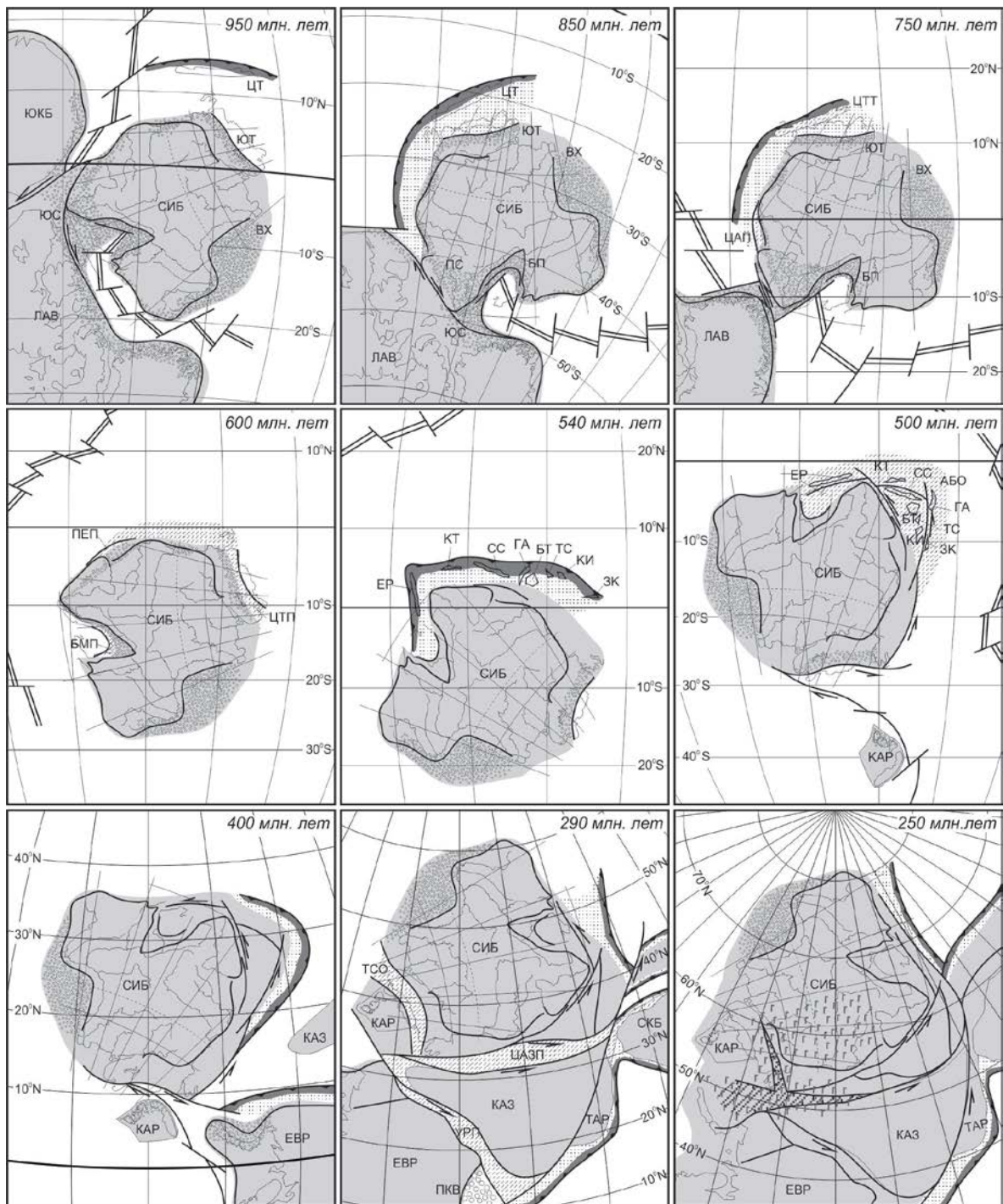


Рис. Палеотектоническая реконструкция эволюции Сибирского кратона и его окраин.

1 – континентальные массивы и наиболее важные контуры; 2 – аккреционные структуры, орогенетические пояса соответствующего возраста; 3 – субдукционные системы, включая вулканические пояса и тыловые бассейны; 4 – краевые моря, шельфовые бассейны пассивных континентальных окраин; 5 – предполагаемое положение зон спрединга; 6 – принципиальное простираение трансформно-сдвиговых зон с указанием кинематики сдвига; 7 – схематическая область утонения континентальной коры в пределах Западно-Сибирской грабен-рифтовой системы; 8 – схематическое распространение платобазальтов Сибирской трапповой формации перми-триаса; 9 – остаточные бассейны с субокеанской корой; 10 – схематическое распространение мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна. Буквенные сокращения на рисунках: континентальные блоки: СИБ – Сибирский, ЕВР – Восточно-Европейский, КАР – Карский, КАЗ – Киргизско-Казахстанский, ЛАВ – Северо-Американский

(Лаврентия), СКБ – Северо-Китайский, ТАР – Таримский, ЮКБ – Южно-Китайский; бассейны пассивных окраин, окраинные моря: ВХ – Верхоянский, БП – Байкало-Патомский, ПС – Присяянский, ЮС – Южно-Сибирский (гипотетический), ЮТ – Южно-Таймырский; орогенические пояса: АБО – Алтае-Байкальский ороген, БМП – Байкало-Муйский пояс, ВЧП – Верхояно-Чукотский пояс, МОП – Монголо-Охотский пояс, ПЕП – Приенисейский пояс, ТСО – Таймырско-Североземельский ороген УРП – Уральский пояс, ЦАП – Центрально-Ангарский пояс, ЦАЗП – Центрально-Азиатский (позднепалеозойский) пояс, ЦТТ – Центрально-Ангарский террейн, ЦТП – Центрально-Таймырский пояс; островодужные террейны, фрагменты активной континентальной окраины и вулканоплутонические пояса: БТ – Батеневский, ГА – Горноалтайский, ЕР – Еравнинский, ЗК – Золотокидатский, КИ – Кийский, КТ – Куртушибинский, СС – Северосаянский, ТС – Терсинский, ЦТ – Центрально-Таймырский, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, другие структуры: ПКВ – Прикаспийская впадина, ЗСП – Западно-Сибирская плита.

современных координатах, окраину палеоконтинента [12]. Трансформация активной окраины в ходе ордовикской аккреции при формировании раннекаледонской части Алтае-Байкальского орогена связана с фрагментацией структуры окраины. Образованные фрагменты, перемещаясь вдоль системы левых сдвигов, на фоне общего вращения Сибирской плиты по часовой стрелке сдвинуты из экваториальных широт северного полушария в южное.

С ордовика и вплоть до юры кратон двигался исключительно на север, продолжая испытывать вращение по часовой стрелке. Исключение может составить рубеж палеозоя-мезозоя, когда кинематика могла быть более сложной в связи с амальгамацией Пангеи. Скорость палеозойского дрейфа существенно меньше – 2-4 см/год, амплитуда вращения – менее 1°/млн. лет. Несмотря на это, именно вращение представляется в качестве одного из главных факторов в механизме формирования орогенических структур на периферии кратона. Отражением является трансформно-сдвиговый режим, который наряду с процессами субдукции и аккреции определил тектонический стиль развития окраин Сибирского палеоконтинента в палеозое. Ярким примером является Таймыро-Североземельский ороген. Через систему трансокеанских трансформ, которые связывали северные, в современных координатах, окраины Сибири и Балтики объясняется крупноамплитудное перемещение Карского микроконтинента и его косая коллизия в конце палеозоя [13]. Геодинамика юго-западной, в современных координатах, окраины в позднем палеозое также связана с активной фазой закрытия палеоокеана при участии сдвиговой тектоники [14]. В результате герцинской орогении Сибирский палеоконтинент системой складчатых структур Уральского и Центрально-Азиатского поясов оказался “сшит” с Восточно-Европейским в составе Пангеи. Здесь, как и в структуре докембрийского суперконтинента, он вновь занимает периферическое положение. Открытой в океан оставалась Верхоянская область.

К рубежу перми и триаса Сибирский кратон занимает сравнимые с современными умеренные широты, но развернут относительно современного положения более чем на 90° против часовой стрелки. Ярким событием в эволюции кратона и смежных структур в это время является трапповый магматизм, связанный с обширным Сибирским плюмом. Мы полагаем, что внутриконтинентальный рифтогенез, сопутствующий плюмовому магматизму в Западной Сибири, контролировался сдвигами. Он приурочен

к позднепалеозойским швам, которые реактивированы в результате продолжающегося с палеозоя вращения кратона по часовой стрелке [15].

Мезозойский интервал ТКДП Сибири основан на палеомагнитных данных, обобщенных в [16]. Этот этап отвечает эволюции Сибирского кратона и структур его обрамления в составе Евразийской плиты. Однако полюсы Сибири имеют систематическое отклонение от Европейских. Причиной различия являются сдвиговые перемещения между этими крупными тектоническими доменами, а масштабы перемещений отвечают сотням километров [16]. В юрское время, достигнув арктических широт, кратон в составе Евразийской плиты начинает обратное движение южного направления. Максимальная скорость дрейфа составляла 10-12 см/год. Однако более значимым представляется быстрое вращение по часовой стрелке амплитудой до 2.5°/млн. лет. Это же вращение хотя и с меньшей амплитудой – не более 0.5-1°/млн. лет осталось в мелу, когда Сибирский кратон достиг современных координат. С этого времени палеомагнитными данными фиксируется только угасающее вращение кратона, которое, судя по GPS наблюдениям, сохранилось до сих пор [17]. Указанные данные обосновывают важность сдвиговой тектоники на мезозойском этапе эволюции Сибирского кратона и смежных структур в составе Евразийской плиты. В том числе это находит отражение в реконструкции динамики закрытия Монголо-Охотского залива Палеоокеана, а также формировании региональных структур сжатия и растяжения в обрамлении кратона [16].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (№10-05-00230, №10-05-00128).

Литература

1. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu. Siberia – from Rodinia to Eurasia. In Closson D. (Ed) Tectonics, InTech, Rijeka, Croatia. 2011. P. 103-136.
2. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007. т.48. №1. С. 42-59.
3. Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю. История формирования карагаской серии Бирусинского Присяянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика, 2010. т.51. №8. С. 1114-1133.
4. McElhinny M.W., MacFadden P.L. Paleomagnetism: continents and oceans. San Diego, Academic Press, CA, 2000.
5. Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Prec. Res., 2008. v. 160. P. 66–76.
6. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН, 2005. т.404. №3. С. 400-406.
7. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // Докл. РАН, 2011, т.436, № 5. С.647-653.
8. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // Precam. Res., 2001, v.110. P. 127–141.
9. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т.47, №1. С. 35–52.
10. Зорин Ю.А., Складов Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга – задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т.50, № 3. С.209–226.
11. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995.

12. Metelkin D.V., Kazansky A.Yu., Vernikovskiy V.A. Paleomagnetic Evidence for Siberian Plate Tectonics from Rodinia through Pangaea to Eurasia. *In* Ferrari DM., Guiseppi A.R. (Eds.) *Geomorphology and Plate Tectonics*. Nova Science Publishers, NY, USA, 2009. P. 159-236.
13. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*, 2005, v. 398. P. 225–243.
14. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // *Геология и геофизика*, 2003. т. 44, № 1–2. С. 49–75.
15. Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // *Геология и геофизика*, 2005, т.46. №11. С. 1107–1120.
16. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.* 2010. v. 18. P.400-419.
17. Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В., Гильманова Г.З. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // *Тихоокеанская геология*, 2011, т. 30. №4. С. 21-31.

СРЕДИННО-ЯКУТСКИЙ РАМП – НОВАЯ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩАЯ СТРУКТУРА-ГИГАНТ ВОЛНОВОЙ ПРИРОДЫ

В.М. Мишин

Государственное унитарное горно-геологическое предприятие РС (Я) «Якутскгеология», Якутск; e-mail: geopoisk@sakha.ru

Постановка проблемы. На стыке тысячелетий (1999-2003 г.г.) в ГУП ЯПСЭ была выполнена работа по составлению мелкомасштабной тектонической карты региона Якутия IV поколения в качестве основы для прогноза концентрированных форм оруденения (месторождений-гигантов). Модель «Срединно-Якутский Рамп» наращивает это исследование с учетом состоявшегося знакового события (оконтуривание первого в Центральной Якутии кимберлитового поля Хомпу-Майское, октябрь 2007 г.), предсказанного данной картой. В сравнении с опубликованными моделями («Бинарная Земля», «Геоструктурная триада Якутия») данная разработка усилена фактором волновой гравитации, существенно влияющим на масштабы и порядок размещения оруденения глубинной природы через механизм ранговой геоблоковой делимости [4].

Тектоника и минерагения. В широком обиходе термин «рамп» обозначает грабен регионального размера, возникший в обстановке частичного бокового сжатия и тектонического сучивания, ограниченный на флангах взбросами и надвигами. Именно этими диагностическими признаками обладает полоса земной коры (600-700 км×2000-2100 км) юго-восточного простирания в створе Норильск-Мыс Феклистова. Она примечательна тем, что наряду с традиционными для Якутии (древняя Сибирская платформа, Верхояно-Колымская складчатая область мезозойд) тектоническими единицами здесь присутствует глобальный геораздел Атлантика-Пацифик. На сфере геоида он отделяет Атлантический сегмент Земли (преобладает кора материкового

типа) от Тихоокеанского (доминирует кора океанического типа). По результатам сравнительной планетологии аналогичные разделы существуют на всех крупных планетных телах Солнечной системы, что обусловлено проникающим влиянием волновой галактической гравитации [2].

Тектоническая структура Рампа включает продольную и поперечную компоненты, сгруппированные в диагональную решетку, которая в свою очередь подчинена внутреннему устройству геораздела Атлантика-Пацифик.

Продольная компонента. В контуре Рампа (рис. 1) компонента представлена сочетанием двух полных волн и двух заключенных между ними полуволн положительного знака. Её образуют три тектонические единицы: граничные бортовые кулисы (Приатлантическая, Притихоокеанская) и расположенное между ними днище Рампа (ложемент).

Приатлантическая кулиса прослежена в виде тектонопары, которая сочетает в себе Анабаро-Синский кембрийский барьерный риф (положительная полуволна – «малый рамп» по С.С. Сухову) и Оленекско-Иниканский черносланцевый кембрийский желоб (отрицательная полуволна). В качестве минерагенического таксона тектонопара соответствует двухъярусному потенциально-рудноносному поясу (осевая линия - субдиректриса D_1) Западно-Якутский Риф [5]. В данном случае слово «риф» обозначает не только крупную биогермную постройку (Риф Кокоулина), но и богатую рудную залежь, выдержанную на региональном пространстве (Риф Меренского, Банкет Риф, Доминион Риф). В нижнем структурном ярусе пояса (кристаллический фундамент) размещены: а) металлоносные (Cu, Mn, Zn, Pb, Ag) конгломераты и сланцы эпикратонных мульд (Джарская, Тюнгская, Хатын-Юряхская, Билирская) удоканского типа; б) металлоносные (Cu, Ni, Co, Pt, Au?) расслоенные абиссолиты-гиганты типа Садбери (6), Бушвельд (1), Великая Дайка Родезии (1). В верхний структурный ярус (подюрская карбонатная плита) инъецированы следующие рудно-магматические комплексы среднего палеозоя: а) редкометалльные карбонатиты типа Томтор и Арбарастах (всего 25 кольцевых интрузий поперечником от 3-5 км до 15-18 км); б) кольцевые массивы-гиганты нефелиновых сиенитов типа Хибин (всего 2, поперечником до 60 км); в) продуктивные кимберлиты Якутская алмазоносная провинция, (всего около 210 диаметров, включая потенциальные аномалии трубчатого типа поперечником от 40-50 м до 400-500 м).

Притихоокеанская кулиса (тектонопара), также как и рассмотренная выше, представлена сочетанием положительной (Яно-Охотский вал по кровле кристаллического фундамента) и отрицательной (Куларо-Нерский черносланцевый желоб по кровле триаса) полуволн. По аналогии с Приатлантической кулисой её уместно классифицировать как ещё один потенциально-рудноносный пояс - Восточно-Якутский Риф. По представлениям С.В. Обручева, Е.Т. Шаталова, В.Т. Матвеевко, именно он (осевая линия - субдиректриса D_2) в сочетании с боковыми ответвлениями образует внутренний каркас Яно-Колымской золотоносной провинции. По Р.Ф. Салихову (2002) в ней наиболее эффективным носителем оруденения служит золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (кючюсский) тип. С этой базовой формацией,

усиливая её, тесно ассоциирует золото-антимонитовая (с мышьяком и ртутью) и березитовая минерализация (сентачанский тип). На отрезке Кулар–Тенке главное оруденение локализовано на одиннадцати перспективных площадях.

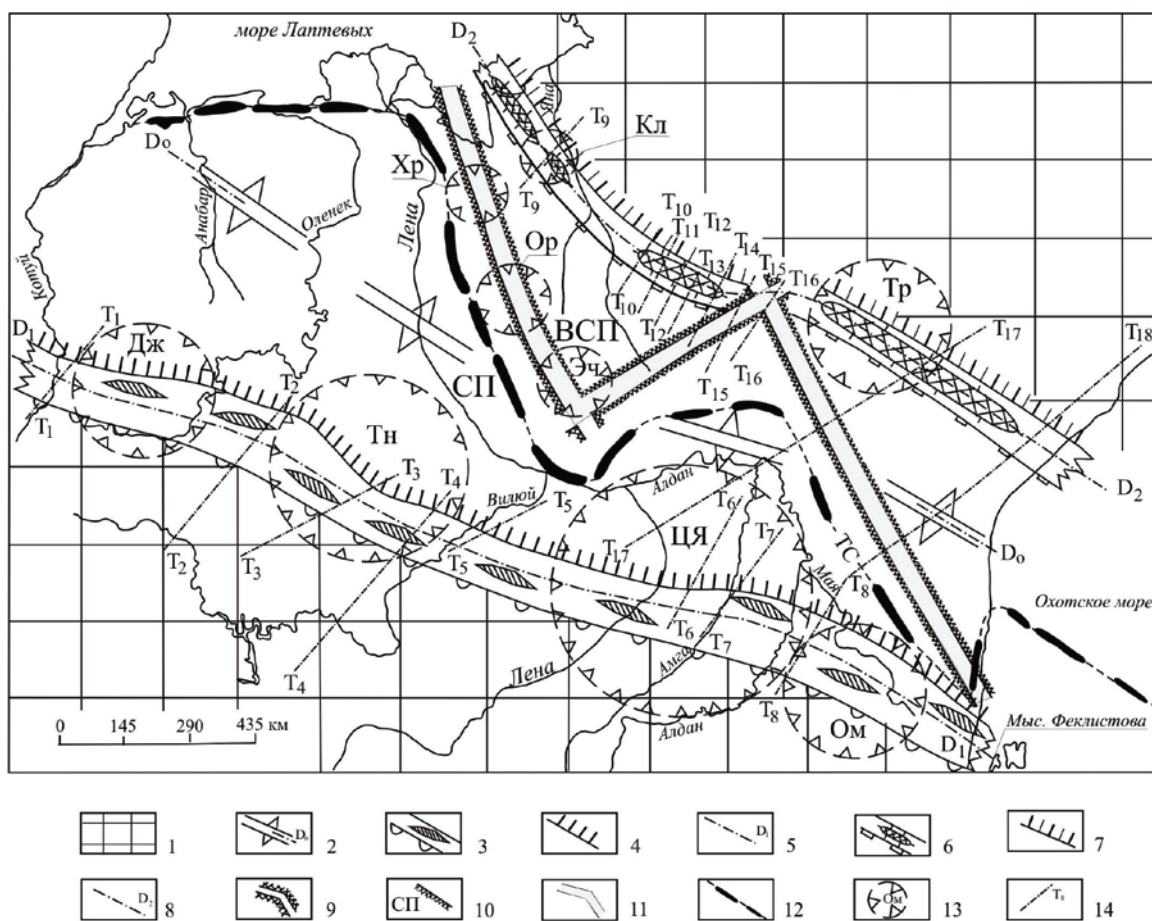


Рис.1. Схема строения геоструктур Срединно-Якутский Рамп. 1 – вмещающая рама; 2 – сквозлитосферный «киль» рампа (продольная ось геораздела Атлантика-Пацифик – директриса D_0). Рамп. Продольная компонента. Бортовые кулисы: Приатлантическая. Потенциально-рудноносный пояс Западно-Якутский Риф. 3 – Анабаро-Синская кембрийская рифовая гряда и её сателлиты; 4 – Оленекско-Иниканский кембрийский черносланцевый желоб; 5 – продольная ось – субдиректриса D_1 . Притихоокеанская. Потенциально-рудноносный пояс Восточно-Якутский Риф. 6 – Яно-Охотская гряда по кровле фундамента; 7 – Кулар-Нерский черносланцевый желоб по кровле триаса; 8 – продольная ось – субдиректриса D_2 . Днище Рампа (ложемент). 9 – межплатформенный магистральный Омолойско-Билякчанский трог (PR1); 10 – фундаменты древних платформ (СП – Сибирская платформа, ВСП – Восточно-Сибирская платформа); 11 – потенциально-рудноносный пояс «Верхоянское Колено»; 12 – потенциально-рудноносный пояс Таймырско-Сахалинская гряда (ТС) и его надвиговые пластины (всего 10). 13 – Телескопированные рудоносные тектоноконцентры (Дж – Джарский, Тн – Тюнгский, ЦЯ – Центрально-Якутский, Ом – Омнинский, Хр – Хараулахский, Ор – Орулганский, Эч – Эчийский, Кл – Куларский, Тр – Тарынский); 14 – поперечная компонента инъективных валы траверсы (пояс Западно-Якутский Риф (T_1 - T_6), Восточно-Якутский Риф (T_7 - T_{18})).

Днище Рампа (ложемент). Этому понятию в контуре Рампа соответствует широкая полоса (500-600 км) фронтального сочленения фундаментов двух древних платформ. Первая из них (Сибирская) экспонирована в современном эрозионном срезе, а вторая (Восточно-Сибирская) полностью скрыта под терригенными складчатыми

образованиями Верхояно- Колымской области мезозоид. В наблюдаемом поле силы тяжести стык сочленения маркирован коленообразным Омолойско-Билякчанским узким (30-45 км) линейным минимумом. Последний, отражает слаболитифицированное заполнение (красноцветная вулканогенно-терригенная толща билякчанского типа – PR₁) одноименного трога на фоне интенсивно метаморфизованного гранулит-гнейсового цоколя обозначенных платформ. К западу и к востоку от осевой линии трога поверхность цоколя деформирована в валообразные своды с пологими склонами – Анабаро-Алданский и Яно-Адычанский. Залегающие на ней толщи осадочного слоя по своим литологическим характеристикам вполне сопоставимы с чехлами антеклиз древних платформ. В таксономическом выражении ареалы полезных ископаемых (углеводороды, горючие сланцы, медистые песчаники, бурые марганцовистые железняки, желваковые и зернистые фосфориты непромышленного типа) локализованные в таких чехлах соответствуют комплексным минерагеническим провинциям кратонного типа. Относительно скромная фоновая характеристика подобных провинций значительно усилена и преобразована в промышленные категории оруденения в тех местах, где ложе Рампа раздроблено и пронизано сквозными глубинными расколами. Последние в процессе развития приобрели характерные черты потенциально-рудноносных поясов двухярусного строения («Верхоянское Колено», Таймырско-Сахалинская гряда).

«Верхоянское Колено». На примере Билякчанского грабена установлено, что в нижнем ярусе (дорифейское основание) господствует стратиформная минерагения меди в комплексе с цинком, серебром и золотом. Наложенная на нее вулканоплутоническая ассоциация (верхняя часть билякчанской серии) имеет отчетливо выраженную редкометальную специализацию (Mo, Sn, Bi, W с аксессуарными минералами урана и тория). Процессами гранитно-гнейсовой купольной тектоники, рео- и динамометаморфизма эта базовая минерагения телескопирована в верхний структурный ярус (верхоянский терригенный комплекс C₁-P₂), где она дополнительно обогащена вторичными ореолами мышьяка, сурьмы и ртути (аркачанский, нюктоминский, эндыбальский, интанжинский, эчийский и другие типы рудной минерализации). На этом фоне главное благородно-метальное оруденение пространственно тяготеет к черным высокоуглеродистым сланцам староручьевского грабена (C₁), вложенного в Эчийскую гранито-гнейсовую купольную структуру [1].

Таймырско-Сахалинская гряда (нефть, газ, конденсат, битумы, металлонафтиды). Срединный отрезок гряды объединяет десять надвиговых пластин и в плане имеет коленообразное строение из трех звеньев (Западно-Верхоянское - Туорасисская, Джарданская, Соболох-Маянская, Ундюлюннская, Китчанская пластины; Нижне-Алданское - Тумаринская, Тукуланская, Томпонская пластины; Южно-Верхоянское - Эльдиканская, Нельканская пластины), дублирующих контур таксона «Верхоянское Колено». Но на севере и юге обозначенные звенья дистально наращиваются еще двумя торцовыми отрезками субширотного простирания (Предтаймырский – пластины кряжа Прончищева, кряжа Чекановского, Булкурского вала, Предсахалинский - Верхне-Майская, Шмидтовская, Восточно-Сахалинская пластины). Подобное группирование

надвиговых пластин и расположенных под ними резервуаров в пространстве позволило установить поясовое сочленение двух крупнейших нефтегазоносных провинций Западной Сибири и Сахалинского шельфа в общую бассейновую систему. Все упомянутые пластины – это аллохтонные чешуи кристаллического фундамента с избыточной плотностью до 0.2 г/см^3 , выдвинутые мезозойским тектогенезом в осадочный слой. Они уверенно оконтурены по относительным гравиметрическим максимумам в качестве региональных покровов. Под каждой из них предполагается присутствие экранированного поднадвигового продуктивного бассейна (всего 16) типа нефтяных гигантов Скалистых Гор (штат Вайоминг).

В состав продольной компоненты в ранге неоднородностей округлой формы, осложняющих её линейность, входят региональные кольцевые структуры глубинного и сверглубинного заложения – телескопированные тектоноконцентры (ТТК Джарский, Тюнгский, Центрально-Якутский, Омнинский, Хараулахский, Орулганский, Эчийский, Куларский, Тарынский) [4,7]. В принятой систематике определение «телескопированные» отражает способность рудоносного флюидизированного субстрата к ступенчатой (по уровням глубинности) миграции из нижних структурных этажей в верхние. Обязательным условием является сквозное сохранение первичной металлогенической специализации. В таком виде тектоноконцентры в состав Гиперборейского тренда входят на уровне обособленного Циркум-конфокального субтренда. Первая часть субтренда (цирк) означает глубокую мантийную воронку, а вторая (конфокальный) – способ группирования таких воронок в вертикальные ряды вдоль радиуса Земли. С увеличением глубины заложения воронок возрастает их поперечник. Проекция такой связи конических структур на дневную поверхность создает отчетливую волновую картину в поле силы тяжести, в магнитном поле, а также на космических и телевизионных снимках. В вертикальном разрезе типового ТТК цепочка из двух, трех и более мантийных воронок является лишь связующим звеном между его головной (региональное сводовое поднятие по кровле фундамента или впадина) и хвостовой (фидерный канал – проводник, кабель) постройками [6]. Конус нижней воронки может достигать кровли астеносферы, например, в случае с астеноконом Хатылыма (синоним ТТК Центрально-Якутский). Фидерный канал, надстраивающий астенокон, пронизывает различные глубинные разделы мантии и может достигать своим торцом жидкого ядра Земли. Именно этот фактор по Л.Ф. Летникову способен объяснить исключительно высокий ресурс сидерофильных тяжелых металлов в камерах расслоенных базит-гипербазитовых интрузий-гигантов раннего докембрия. Благодаря этому из всех учтенных в системе Рампа рудоконцентрирующих структур (продольные пояса, поперечные СМЗ, узлы пересечения этих таксонов) тектоноконцентры служат наиболее эффективными средствами дренажа металлизированного флюида из глубинных геосфер в приповерхностные.

Поперечная компонента. Рассматриваемая компонента путем ритмичного чередования равновеликих анти - и синформ наращивает волновое поле Рампа от Арктического побережья до Тихоокеанского. В соответствии с ним происходила поляризация ареала магматических пород по их принадлежности к тектоническим формам положительного или отрицательного знака.

На Сибирской платформе к полуволам положительного знака приурочены металлоносные редкометальные карбонатиты, массивы апатитоносных нефелиновых сиенитов, алмазонасные кимберлиты, а к полуволам отрицательного знака - свиты даек параллельных дотрубочных базитов (PZ₂). В складчатой области полувола положительного знака контролируют поперечные ряды малых интрузий кислого и среднего состава, а также приуроченные к ним золотоносные и редкометальные ареалы. К полуволам отрицательного знака тяготеют свиты добатолитовых даек пестрого состава.

Наглядным примером действия «правила поляризации» служит внутреннее устройство Якутской алмазонасной и Верхояно-Колымской золотоносной провинций, адаптированных соответственно к поясам Западно-Якутский Риф (субдиректриса D₁) и Восточно-Якутский Риф (субдиректриса D₂). В створе субдиректрисы D₁ размещены Хара-Майское, Тогуй-Юряхское (Красноярский край), Верхне-Мунское, Накынское и новое Хомпу-Майское (окрестности г. Якутска) кимберлитовые поля. К поперечным ребрам субдиректрисы (инъективные валы – траверсы T₁-T₈) приурочены Верхне-Моркокинская, Алакитская, Далдынская (Умотка-Далдынский вал – T₂), Накынское (Онхойдохский вал – T₃), Хомпу-Майское (Таттинский вал – T₆) кимберлитовые поля. В створе субдиректрисы D₂ Р.Ф. Салиховым прослежено 8 поперечных рудоконтролирующих дислокаций (T₉-T₁₆). Они соответствуют «малым тектономагматическим рядам» янских геологов [8]. В южном направлении происходит увеличение протяженности поперечных рядов с их последующим проникновением в пространство Сибирской платформы. В частности, Тыринский ряд (T₁₇) подобно «мосту» соединяет между собой наиболее крупные золоторудные месторождения Наталка и Нежданинское, а затем продолжается на древней платформе в виде «цепочки» кольцевых нефелин-сиенитовых и карбонатитовых интрузий. Огонехский ряд (T₁₈) пересекает одноименный рудный узел Южного Верхоянья, затем проникает в контур ЯАП, где имеет продолжение в виде Дыгдинского вала (траверса T₈) предположительно специализированного на алмазонасные кимберлиты (кристалл Чабда из структурного элювия).

Выводы: 1. Заложение, развитие и становление геоструктуры Срединно-Якутский Рамп как уникально крупного концентратора оруденения происходило под влиянием двух сквозных (волновая гравитация, геораздел Атлантика-Пацифик) и одного регионального (бинарное отношение «кратон-межкратонный пояс») факторов.

2. Первый сквозной фактор проявлен в периодически правильном размещении инъективных тектонических дислокаций и связанных с ними рудоносных таксонов различного ранга в полосе сочленения Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли. Второй сквозной фактор, начиная с раннего протерозоя, трансформировал полосу сочленения сегментов в диагональную тектоническую решетку Гиперборейского тренда, состоящую из продольных («киль», директрисы и субдиректрисы), поперечных (траверсы) и циркум-конфокальных (тектоноконцентры) инъективных рудоконцентрирующих дислокаций.

3. Региональный фактор выражен в поляризации литосферного субстрата Рампа на изометричные сиалические ядра (кратоны) и на линейные зоны фемической деструкции

(межкратонные пояса). В ядерных структурах доминирует сидерофильная (алмаз, хром, кобальт, платина) и литофильная (ниобий, редкие металлы, редкие земли) минерация. Линейные деструктивные зоны имеют халькофильную (медь, никель, свинец, цинк) специализацию.

Литература

1. Гриненко В.С., Стогний Г.А. Роль ремобилизации докембрийского субстрата в формировании рудоносных объектов Западного Верхоянья. // Вестник Госкомгеология РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я), Якутск, №1 (6), 2004. С.50-57.
2. Кочемасов Г.Г. Волновая сравнительная планетология и воплощение её теорем в структурах Земли // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т.1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 266-269.
3. Красный Л.И. Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связанная с ними минерация. Отечеств. Геология, №6, 2000. С.23-28.
4. Красный Л.И. Геоблоки. – Геотектоника, 1967, № 5. С 103-120.
5. Мишнин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С. Перспективы глубинного изучения потенциального рудоносного суперкомплекса «Западно-Якутский Риф» (кумулятивные хромиты, сульфидные медно-никелевые руды с платиноидами, стратиформные свинец и цинк, алмазоносные кимберлиты, концентрированные углеводороды, фтанитовые фосфориты).// Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2003. – С. 323-325.
6. Мишнин В.М. Главная геоструктурная триада и нелинейная металлогения Якутии. // Вестник Госкомгеология РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я), Якутск, №1 (6), 2004. С.21-33.
7. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Рудоносные телескопированные тектоноконцентры – серийные представители глобальных фидерных радиальных структур. // Вестник Госкомгеология РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я), Якутск, №1 (7), 2005. С.3-18.
8. Салихов Р.Ф. Закономерности размещения и прогнозная оценка крупнообъемных месторождений золота и сурьмы Кулар-Нерского черносланцевого пояса. // Вестник Госкомгеология РС(Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я), Якутск, №2 (3), 2002. С. 8-14.

СРЕДИННО-ЯКУТСКИЙ РАМП: КОНЦЕНТРАТОР ОРУДЕНЕНИЯ МЕЖКРАТОННОГО ТИПА – КОЛЬЦЕВОЙ КОМПЛЕКС ДЖАРА

В.М. Мишнин, Л.К. Федосеев

Государственное унитарное горно-геологическое предприятие РС (Я) «Якутскгеология», Якутск; e-mail: geopoisk@sakha.ru

Общие сведения. Кольцевой комплекс (телескопированный тектоноконцентр) Джара, также как и рассмотренный выше эталон кратонного типа (ТТК Центрально-Якутский), входит в состав общего для них сквозного потенциально-рудоносного пояса Западно-Якутский Риф на удалении 1250 км к северо-западу от кратонного эталона [1]. Но в отличие от своего антипода второй ТТК занимает специфическую тектоническую позицию двойного подчинения, в узле пересечения двух трендов тектонической делимости. С одной стороны он контролируется той же самой продольной валообразной структурой Гиперборейского тренда (кембрийский барьерный риф), что и ТТК Центрально-Якутский. С другой стороны он отчетливо приурочен к отрицательной поперечной структуре Атлантического тренда (межкратонный пояс субширотного простираения – по кровле кристаллического фундамента, палеоавлакоген – по кровле

верхнего протерозоя). Эта структура отделяет Анабарский архейский кратон от равновеликого Айхальского [2].

Вмещающей средой пояса служат эндербитовые серии анабарского архея метаморфизованные в гранулитовой фации. Они обнажены на Анабарском кристаллическом массиве и вскрыты глубоким бурением в контуре Айхальского кратона. Непосредственно в створе межкратонного пояса на гипсометрическом уровне гранулитового цоколя находятся регрессивно метаморфизованные образования анабарского архея – верхнеламайский комплекс (тектонические брекчии, бластомилониты, катаклазиты, диафториты амфиболовой фации - AR₂-PR₁). Метаморфические серии основания пояса и его вмещающей рамы с несогласием перекрыты реликтами карельского проточехла. В современном эрозионном срезе они сохранились в виде обширной (340 км×180-100 км) Верхне-Оленекской эпикратонной мульды в долине одноименной реки. Внутреннее заполнение мульды образуют метатерригенные и метавулканогенные породы раннего протерозоя – предполагаемые аналоги экитской серии Оленекского выступа. Они имеют выдержанное субгоризонтальное залегание и по ряду текстурно-вещественных признаков могут рассматриваться в качестве формации металлоносных Cu, Zn, Pb песчаников и сланцев раннего докембрия. Мощность проточехла по данным ГСЗ Маган-Тарей достигает 4-5 км и более.

Тектоника и минерагения. Узким Серкиминским валом северо-западного простираения материнская мульда разделена на две дочерние впадины – Западную и Восточную, из которых первая по площади седиментного заполнения (200 км×180 км) является лидером, а вторая (100 км×100 км) его сателлитом. В современном рельефе место сочленения дочерних впадин представлено седловиной Кукусунда (60 км×30 км), обладающей признаками погребенного инъективно-купольного поднятия. На вероятность такого варианта интерпретации указывает присутствие в центре седловины «слепого» массива ЩУК (Мондинская кольцевая интрузия по геофизическим данным).

В конце раннего протерозоя в седиментное заполнение мульды и её дочерних впадин произошло внедрение больших объемов ультраосновной и основной магмы предположительно на двух гипсометрических уровнях. Нижний из них представляет собой донную чашеобразную залежь, расслоенную на ультраосновные и основные серии. Верхний уровень базит-ультрабазитовой стратификации образуют лополиты, отпочковавшиеся от нижней залежи и внедрившиеся в эпицентры дочерних мульд. Они локализованы в кровле проточехла, в плане имеют характерную трехлопастную форму и связаны с донной интрузией тонкими подводными «ножками». Приближенные к дневной поверхности вентральные дуги лопастей выражены характерными максимумами силы тяжести. Расчетная толщина лополитов 1-1.5 км и более.

В наблюдаемом поле силы тяжести с вентральными максимумами соседствуют близкие по размерам положительные аномалии субкольцевой формы. Последние на основе сопоставления с Мондинским максимумом отнесены к категории ЩУК – местных аналогов кольцевых комплексов ближайших щелочных провинций (Маймеча-Котуйская и Уджинская). Основная их часть находится за пределами эпикратонной мульды на удалении до 150 км от её внешнего борта на кратонном основании. По этому

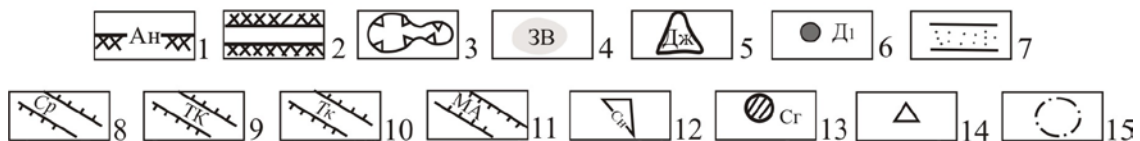
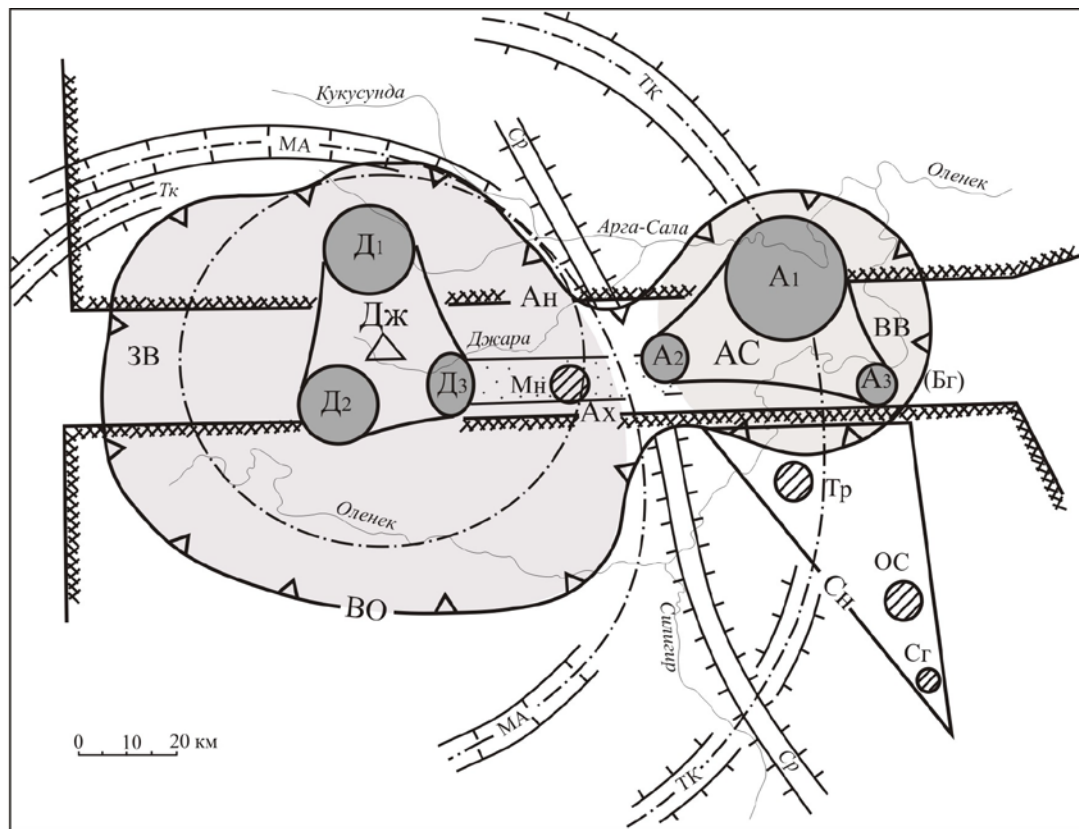


Рис.1. Кольцевой комплекс Джара. Кристаллический фундамент. Атлантический тренд. 1 – архейские кратоны (Ан – Анабарский, Ах – Айхальский); 2 – межкратонный пояс раннего протерозоя. Проточехол. 3 – Верхне-Оленекская эпикратонная мульда (PR1); 4 – наложенные впадины (ЗВ – Западная, ВВ – Восточная); 5 – расслоенные базит-гипербазитовые лополиты (Дж – Джара, АС – Арга-Сала); 6 – вентральные лопасти лополитов (Д1 – Джара 1, Д2 – Джара 2, Д3 – Джара 3, А1 – Арга-Сала 1, А2 – Арга-Сала 2, А3 (Бг) – Арга-Сала 3, Богольский); 7 – реликты позднепротерозойских авлакогенов. Гиперборейский тренд. Продольная компонента. 8 – Серкиминский (Ср) вал. Циркум-конфокальный субтренд. 9 – внешняя граница ТТК Тукулан-Кюенеликанский (ТК) вал; 10 – внутренний дуговой вал (Тк – Тукуланский); 11 – Мурукта-Аганалийский (МА) дуговой желоб; 12 – кластер Сугунах (Сг); 13 – массивы ЩУК (Мн – Мондинский, Тр – Тирехтяхский, ОС – Оннех-Силигирский, Сг – Сугунахский); 14 – эпицентр ТТК; 15 – внутренний круг ТТК.

признаку вся группировка ЩУК отнесена к инъективно-купольному кластеру Сугунах, занимающему такую же внутрикратонную позицию, как кластер Менд на ЯПП. Общие признаки геологического сходства обозначенных кластеров устойчиво проявлены по трем позициям. Во-первых, в плане оба кластера имеют вид клиновидного сегмента, в вершине которого находится самый маленький кольцевой массив (Сугунах и Кеджиге), а на внешней дуге самый крупный ЩУК (Богол и Менд). Во-вторых, оба кластера приурочены к реликтам купольного палеоподнятия созданного сводово-глыбовым режимом среднего палеозоя (Мастахское, Мендское) и принадлежат к одной и той же

магматической эпохе (D_3-C_1). В-третьих, слоистым субстратом, вмещающим раструбы ЩУК, в обоих случаях является биогермно-биостромовые постройки одного и того же магистрального Западно-Якутского барьерного рифа (C_2 - кындынская и тымпынская свиты).

Вместе с тем, перечисленные признаки не распространяются на одиночный кольцевой массив Мондинский (20 км×20 км) удаленный от кластера Сугунах на 100-110 км в северо-западном направлении и занимающий совершенно иную тектоническую позицию за пределами архейского кратона в контуре Верхне-Оленекской мульды. Данный массив приурочен к срединному инверсионному валу (Серкиминский), разделяющему мульду на дочерние впадины. Точно такую же позицию в Уджинской провинции занимает известный ниобиевый гигант массив Томтор. Он внедрился в срединно-инверсионный вал Уджинского авлакогена (Билирский) отделяющий Прианабарскую впадину от Бурхастахской. Но, в отличие от своего уджинского аналога, Мондинский массив принадлежит не среднепалеозойской магматической эпохе, а к более древней (предположительно позднепротерозойской?). В кристаллическом фундаменте он прорывает потенциально-меденосные сланцы раннего протерозоя и, возможно, терригенно-карбонатные толщи рифейского авлакогена, а в осадочном чехле экранирован рифовой толщей кембрия (кындынская свита). С учетом этого фактора он условно отнесен к формации медно-циркониевых карбонатитов типа Палабора (Южная Африка).

Внутреннее устройство кольцевого комплекса Джара (одноименного ТТК) контролируется симметрией центрального типа, которая подчинена Эпицентру и имеет волновую природу. Эпицентр находится в срединной части впадины Джара, примерно там, где подводная «ножка» лополита соединяется с донной интрузией базит-гипербазитов. Впадина Джара (первая отрицательная полуволна) представляет собой ядерную синформу ТТК, которая на удалении 150 км в северо-западном направлении сменяется второй полуволной - узким (15-20 км), но протяженным Мурукта-Аганалийским дуговым желобом. В седиментном заполнении желоба участвуют карстовые воронки и депрессии палеогена, содержащие обломки латеритных бокситов и линзы красноцветных каолиновых глин. Положительные формы (полуволны со знаком плюс) ТТК представлены Внутренним субкольцевым валообразным поднятием (Тукуланское, 210 км ×150 км) и Внешним дуговым валом (Тукулан-Кюенеликанский). К реликтовым фрагментам последнего приурочены массивы разнообразных магматических пород. Это – два аппарата ЩУК на западе платформы (Маймеча-Котуйская провинция) и лополит Арга-Сала в восточной части региона.

Во внутреннем контуре ТТК на технически доступных глубинах доминируют четыре геолого-промышленных типа оруденения: медистые песчаники и сланцы типа Алгама; металлоносные Cu, Ni, Co, Pt расслоенные базит-гипербазитовые интрузии-гиганты типа Садбери; редкометальные Nb, TR карбонатиты типа Томтор и Палабора; комплексные (титан, редкие земли, алмаз, сгруженные бокситы) россыпи. Отсутствует характерный для Западной Якутии пятый геолого-промышленный тип «алмазонасные кимберлиты», что обусловлено действием «правила Клифорда». Заложенный в это

правило мировой статистический материал свидетельствует, что в пространстве межкратонных поясов до настоящего времени так и не обнаружено ни одного кимберлитового тела имеющего промышленную ценность. Вместе с тем, территория кольцевого комплекса Джара в направлении юго-восток – северо-запад пересекает магистральный инъективный вал, маркированный Анабаро-Синским кембрийским барьерным рифом. За пределами этой территории к нему приурочены Хомпу-Майское, Накынское и Верхне-Мунское кимберлитовые поля. На крыльях вала прослежены свиты даек параллельных дотрубочных базитов, как и Якутском погребенном поднятии. Эти поисковые признаки позволяют оценивать небольшую часть седловины Кукусунда в качестве площади перспективной для поиска компактного куста кимберлитовых трубок «южного» типа (находки кристаллов алмаза октаэдрического габитуса в руслонном аллювии р. Арга-Сала).

Первый тип оруденения связан с наложенной сульфидизацией (вкрапленники, прожилки, линзы и пропластки) на трансгрессивные ритмоциклиты карельского проточехла в местах его примыкания к южному склону Анабарского кратона. Его кристаллический фундамент на стадии латерального разрастания проточехла подвергся глубокой денудации (не менее 2-3 км по вертикали), вследствие чего в шлейф бокового сноса шло массовое поступление халькофильных соединений из межглыбовых минерализованных зон (Котуйкан-Монхолинская, Верхне-Ламуйская и др.). Дополнительное значение, усиливающее рудоносный потенциал песчаников и сланцев имела собственная сульфидная минерализация лополитов Джара и Арга-Сала. На месторождении Садбери (Канада) подобная минерализация распространяется по латерали от магматической камеры во вмещающие граувакки, конгломераты и песчаники гуронской серии на сотни метров и далее.

На достигнутом уровне геолого-геофизической изученности второй тип оруденения можно рассматривать как корневую часть Норильского рудного района, который обладает признаками ТТК и принадлежит к тому же самому сквозному рудоносному поясу (Западно-Якутский Риф), что и якутский эталон (ТТК Джара). Норильский концентратор оруденения имеет двухъярусное «фундамент-чехол» строение. По мнению красноярских геологов в нижнем ярусе находятся крупная Пясинская эпикратонная мульда раннего протерозоя и, внедрившийся в неё, расслоенный лополит типа Стилутер. В верхнем структурном ярусе (трапповая синеклиза Путоран) оконтурено главное оруденение ТТК – Вологачанская, Хараелахская, Норильская мульды, базальт-пикритовое заполнение которых густо насыщено медно-никелевой сульфидной минерализацией промышленного масштаба. Изложенное позволяет считать, что в Верхне-Оленекской мульде на кровлю дорифейского фундамента экспонирован аналог корневой части Норильского рудного района. Это предположение усиливается еще и тем, что массив Стилутер занимает межкратонную позицию также как и лополит Садбери [3].

Массивное и субпластовое сульфидное оруденение расслоенных интрузий Джара и Арга-Сала внедрившихся в Верхне-Оленекскую мульду отражено на уровне индикаторных субкольцевых и дуговых максимумов магнитного поля (Верхне-

Джарская – 100 км×10 км, Салкинская – 30 км×10 км, Лево-Кенеликанская – 45 км×10 км и Табалырская – 140 км×15 км перспективные зоны). В пределах Верхне-Джарской перспективной зоны магнитная аномалия совмещена с гидрохимической (по меди и индию). Содержание меди в поверхностных водах 100 мкг/л (до 300 мкг/л) при фоне 30 мкг/л, РН воды 6,7-7,5. Этот фактор позволяет рекомендовать данную зону в качестве объекта первой очереди для постановки прогнозно-поисковых работ. По аналогии с канадским эталоном ожидаемые прогнозные ресурсы составляют по Ni – 9.52 млн.т, Cu – 3.28 млн.т, Pt – 200 т.

Третий тип оруденения можно рассматривать в качестве связующего звена через авлакоген заложившийся на межкратонном поясе между Уджинской и Маймеча-Котуйской провинциями редкометальных карбонатитов. Но в отличие от обозначенных фланговых провинций здесь вполне вероятно совмещение двух продуктивных магматических эпох – среднепалеозойской (зональные ниобий-редкоземельные комплексы с ультраосновным ядром и щелочной субкольцевой оторочкой типа Томтор) и позднепротерозойской (карбонатитовые медно-циркониевые штоки типа Палабора). Вторая разновидность карбонатитов сопряжена на северо-западе с областью развития вершинных поверхностей выравнивания, кор глубокого химического выветривания погребенного палеокарста и по этим признакам благоприятна для формирования россыпей титан, циркона, редких металлов, моноцита, бокситов в зоне ближнего сноса.

Четвертый тип оруденения наложен на область развития древних поверхностей выравнивания и связанных с ними экзогенных полезных ископаемых. Наряду с перечисленными, устойчивыми к процессам выветривания, он может включать и кристаллы алмаза вынесенные из промежуточного коллектора (нижний карбон-нижний палеоген-плиоцен-нижний плейстоцен) или с предполагаемого куста трубок. По совокупности поисковых признаков в седловине, отделяющей Западную впадину от Восточной, оконтурена перспективная Мурун-Тасская площадь. Этот таксон контролируется не только остаточной поверхностью выравнивания (седловина Кукусунда), но и кольцевым Мурукта-Аганалийским желобом.

Выводы. 1. Развитие структур кристаллического фундамента и залегающего на нем осадочного чехла кольцевого комплекса Джара происходило в переменном тектоническом режиме под влиянием двух факторов – сквозного (валообразные поднятия створа геораздела – субдиректриса D₁) и регионального (эпикратонная Верхне-Оленекская мульда и её осадочный чехол). Режим устойчивого бокового растяжения нисходящего прогибания обусловил внедрение в проточехол уникально крупных объемов расслоенной базит-гипербазитовой магмы, что привело к формированию особо крупных и выдержанных на региональном пространстве потенциально-рудноносных (Cu, Ni, Pt, Au) абиссолитов типа Садбери.

2. С момента заложения (ранний протерозой) дальнейшее формирование комплекса происходило в условиях линейного раздвига (осевая линия межкратонного пояса) сочетавшегося с объемным вогнуто-сферическим растяжением кристаллического основания мульды. В среднем палеозое эта тенденция претерпела тектоническую инверсию с заложением на месте унаследованной впадины новообразованного

Серкиминского вала благоприятного для внедрения редкометальных ЩУК (в ранге одиночного кластера) и, алмазоносных кимберлитов (в ранге одиночного куста).

3. Межкратонная позиция кольцевого комплекса Джара и его приуроченность к крупному ТТК (поперечник 320 км) встроенному в сквозную суперструктуру глубинного восходящего дренажа Срединно-Якутский Рамп выдвигает эту неоднородность в число первоочередных объектов для изучения и оценки масштабов развития оруденения геолого-промышленного типа «металлоносные расслоенные базит-гипербазитовые интрузии-гиганты раннего докембрия».

Литература

1. Мишнин В.М., Истомина И.Н., Гриненко В.С. Перспективы глубинного изучения потенциального рудоносного суперкомплекса «Западно-Якутский Риф» (кумулятивные хромиты, сульфидные медно-никелевые руды с платиноидами, стратиформные свинец и цинк, алмазоносные кимберлиты, концентрированные углеводороды, фтанитовые фосфориты). // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2003. – С. 323-325.
2. Мишнин В.М., Бадарханов Ю.В., Болонев В.И. Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении. Якутск, изд-во ЯФ СОАЕ СССР, 1987, 156 с.
3. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Рудоносные телескопированные тектоноконцентры – серийные представители глобальных фидерных радиальных структур. // Вестник Госкомгеология РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я), Якутск, №1 (7), 2005, с.3-18.

СРЕДИННО-ЯКУТСКИЙ РАМП: КОНЦЕНТРАТОР ОРУДЕНЕНИЯ КРАТОННОГО ТИПА – ЯКУТСКОЕ ПОГРЕБЕННОЕ ПОДНЯТИЕ (ЯПП)

В.М. Мишнин, А.П. Андреев, К.А. Бекренев

Государственное унитарное горно-геологическое предприятие РС (Я) «Якутскгеология», Якутск; e-mail: geopoisk@sakha.ru

Общие сведения. По классификации южноафриканских геологов Якутское поднятие (400 км×300 км) погребенное под терригенными толщами юрской трансгрессии представляет собой чехол (вендско-кембрийская карбонатная плита) одноименного архейского кратона. Гипсометрически ниже на глубинах 500-700 м и более в кристаллическом фундаменте находится его раннепротерозойский аналог - проточехол удоканского и улканского типов. Метатерригенное и метавулканогенное заполнение проточехла по ряду текстурно-вещественных признаков сопоставимо с формацией металлоносных конгломератов и сланцев промышленных месторождений Южно-Африканской, Северо-Американской и Западно-Австралийской платформ. Оно облекает периферию ЯПП с севера, запада и юга (Хатын-Юряхская, Кетеманская и Билирская эпикратонные мульды) и пронизано потенциально-металлоносными расслоенными базит-гипербазитовыми интрузиями типа Садбери (Биелиминский, Белькачинский, Мильский и др.). Во внутренний контур ЯПП, где отсутствует мощный проточехол, эти блюдцеобразные гиганты не проникают, но зато здесь имело внедрение узкого (10-15 км), но весьма протяженного (более 500 км) клинообразного лополита типа Великая Дайка Родезии (минерализованное звено Якутско-Жиганского глубинного

разлома). Таким образом, главную минерагению проточехла в пределах Якутского кратона представляют потенциально-металлоносные конгломераты и сланцы и внедрившиеся в них лопасти гигантских расслоенных интрузий. Вендско-кембрийский платформенный чехол, надстраивающий по вертикали проточехол кратона, густо насыщен разнообразными по форме и размерам магматическими телами среднепалеозойского цикла, часть из которых отнесена к перспективным рудно-магматическим комплексам (апатитоносные нефелиновые сиениты типа Хибин, редкометальные карбонатиты типа Томтор и Арбарастах, потенциально-алмазонаосные кимберлиты хомпу-майского типа по геофизическим данным).

Тектоника и минерагения. Продолжительность этого цикла (D_2-C_{1t}) в сравнении с предшествующими этапами геологического развития (байкальский-1050 млн. лет, каледонский-200 млн. лет) была кратковременной - 50 млн. лет. Тем не менее, даже за этот временной интервал на востоке Сибирской платформы произошли масштабные структурообразующие события, полностью изменившие её прежде спокойный тектонический облик. На месте стабильной карбонатной Лено-Енисейской плиты (каледонский структурный ярус, $V-D_1$) сформировалось обширное Анабаро-Алданское сводовое поднятие, которое во второй половине девона претерпело распад на частные антиформы по схеме «архейский кратон – межкратонный раннепротерозойский пояс». В результате этого избирательного процесса над Якутским кратоном сформировалось одноименное сводовое поднятие (ЯПП, рис.1), впоследствии погребенное под терригенными толщами юры, а над межкратонными поясами и мульдами проточехла заложилась граничные авлакогены (Вилуйский – Нижнеалданное звено, Эльдиканский, Учуро-Майский и Кетеменский). Распределение межкратонных поясов и авлакогенов в пространстве и их азимутальная ориентировка подчинены Атлантическому тренду тектонической делимости. Поэтому на востоке Сибирской платформы, как и на всем Атлантическом сегменте Земли, архейские кратоны сгруппированы в продольные субширотного направления (4) и поперечные субмеридионального направления (3) ряды.

В раннем – среднем кембрии по мере латерального разрастания «карбонатной плиты» Атлантический тренд уступил свое ведущее значение Гиперборейскому, заложившемуся в раннем протерозое в створе глобального геораздела Атлантика-Пацифик. В кристаллическом фундаменте створ трассирован диагональной цепочкой юго-восточного простирания, состоящей из четырех архейских кратонов (Анабарский, Тюнгский, Якутский, Батомгский), обладающих мощной (50 км и более) сиалической корой. Третий из них, наиболее крупный по площадным размерам (120 тыс. км²) является жестким кристаллическим цоколем Якутского погребенного поднятия. Таким образом, тектоническая позиция ЯПП определяется местом пересечения двух глобальных трендов тектонической делимости – Атлантического и Гиперборейского. В это пересечение встроена региональная кольцевая структура (Центрально-Якутский телескопированный тектоноконцентр – ТТК, поперечник 550 км) номенклатурно подчиненная Гиперборейскому тренду (см. ниже).

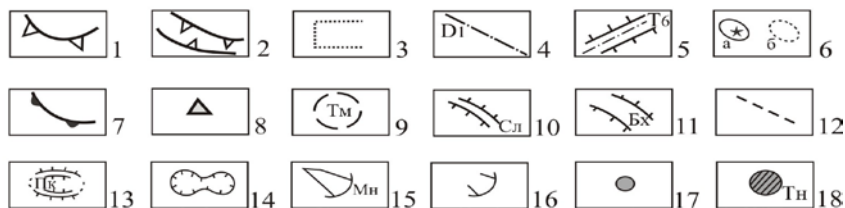
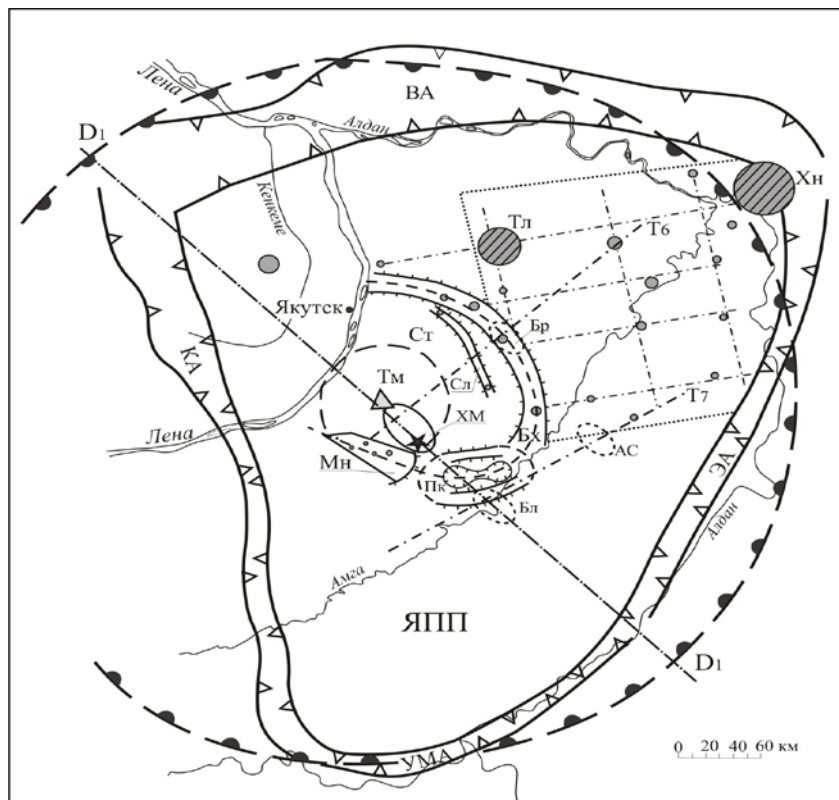


Рис.1. Якутское погребенное поднятие. 1 – Внешний контур ЯПП. Атлантический тренд. 2 – граничные авлакогены над межкратонными поясами (ВА – Вилюйский – нижнеалданское звено, ЭА – Эльдиканский, УМА – Учуро-Майский, КА – Кетеменский); 3 – анклав ЩУК «Заречный квадрат». Гиперборейский тренд. Продольная компонента. 4 – потенциально-рудноносный пояс Западно-Якутский Риф (субдиректриса D₁). Поперечная компонента. 5 – инъективные кимберлитоконтролирующие валы (траверсы – Т₆ – Таттинский вал, Т₇ – Барылайский вал); 6 – кимберлитовые поля: а – с установленными диатремами – ХМ – Хомпу-Майское (тектоническая просадка Олом), б – прогнозируемые по косвенным признакам (Бр – Борулайское, Бл – Барылайское, АС – Арга-Салинское). Циркум-конфокальная компонента Центрально-Якутского телескопированного тектоноконцентра (ТТК). 7 – внешняя граница ТТК; 8 – эпицентр ТТК. Анклав «кальдера Сотто» (Ст). 9 – центральное купольное поднятие Тамма (Тм); 10 – Суольский (Сл) дуговой вал; 11 – Борулахский (Бх) кольцевой вал; 12 – линия продольной корреляции Борулахского вала. Субвулкан Покровка (Пк). 13 – дуги внешнего кольца; 14 – внутренняя просадка. Анклав «кластер Менд» (Мн). 15 – внешняя граница купольного поднятия; 16 – реликтовые тектонические сегменты; 17 – массивы ЩУК нерасчлененные; 18 – массивы нефелиновых сиенитов типа Хибин (Тл – Толон, Хн – Хандыга).

В осадочном слое по кровле карбонатного кембрия «цепочка кратонов» (субдиректриса D₁) маркирована Западно-Якутской системой кембрийских барьерных рифов, отделяющей Предрифовую черносланцевую область от Зарифовой эвапоритовой (солеродной) на всем пространстве Анабаро-Алданской карбонатной плиты. Танхайско-

Мильская гряда, входящая в состав Западно-Якутской системы, пересекает срединную часть ЯПП по диагонали с северо-запада на юго-восток.

Центрально-Якутский тектоноконцентр, как и другие ТТК Гипепрборейского тренда, в вертикальном разрезе имеет трехярусное строение. Верхний ярус по кровле консолидированной коры представлен обширным сводовым поднятием равновеликим площади кратона. Оно по вертикали плавно трансформируется в мантийную воронку (средний структурный ярус), коническое днище которой пронизывает кровлю астеносферы. Поэтому, рассматриваемый ТТК, начиная с 1983 года имеет условное рабочее название «астенокон Хатылыма» [1]. На уровне нижнего структурного яруса коническое днище наращивается гибким фидерным каналом (фидер, кабель, проводник), торцовое замыкание которого может достигать жидкого ядра Земли (в створе геораздела Атлантика-Пацифик; [2]). Именно последним обстоятельством можно объяснить исключительно большую величину прогнозного ресурса рудного комплекса (черные, легирующие, цветные, редкие металлы, эндогенный алмаз) локализованного в земной коре ЯПП.

Впервые проработан ТТК в виде его бокового сегмента северо-восточной ориентировки был выделен В.С. Гриненко (1983ф) на Лено-Амгинском междуречье по результатам дешифрирования комплекта космических карт масштаба 1:500 000 и телевизионных снимков масштаба 1:10 000 000 - 1:200 000. Дополнительное привлечение карт магнитного и гравитационного полей масштаба 1:200 000 для анализа глубинного строения позволило трансформировать первичный сегмент в полнозональный (Эпицентр-Внутренний круг-Внешнее кольцо) телескопированный тектоноконцентр трехярусного строения. В данном случае результат телескопирования выражен двумя способами. Первый из них это многочисленные следы миграции концентрированного оруденения из среднего яруса в верхний. Второй способ выражен в тесном конформном облекании осадочным слоем кратона древнего сиалического ядра консолидированной коры (нуклеар Тамма).

В плановой проекции рассматриваемый ТТК обладает признаками волновой планарной структуры, состоящей из трех положительных и сопряженных с ними двух отрицательных полуволн, последовательно сменяющих одна другую в центробежном направлении (юго-запад – северо-восток).

Размещение полного антидромного ряда магматитов древней платформы в контуре волновой структуры наоборот подчинено центростремительной тенденции начиная с граничных авлакогенов. На этапе зарождения тектоно-магматической активизации среднего палеозоя эти грабенообразные сооружения контролировали место внедрения, азимут простирания и порядок группирования свит параллельных даек дотрубочных базитов – самых ранних магматитов цикла. Наряду с дайками к борту Палеовилуйского авлакогена приурочены также две гигантские интрузии нефелиновых сиенитов Толон и Хандыга (по геофизическим данным). Граничные авлакогены по всей вероятности имели свое латеральное кинематическое продолжение во внутреннее пространство Якутского кратона в виде ареала тектонической трещиноватости ортогонального рисунка. Под воздействием этого фактора в срединной части кратона

был сформирован анклав ЩУК «Заречный квадрат» (см. ниже). Затем ведущая роль в выплавлении щелочных магм (редкометалльные карбонатиты типа Томтор, потенциально-алмазоносные кимберлиты) перешла к инъективным структурам Гиперборейского тренда, образующим своими пересечениями диагональную решетку. В эту решетку гомеоморфно встроены групповые проявления щелочно-ультраосновного магматизма - анклава Кальдера Сотто и кластер Менд.

Анклав «Заречный квадрат» (220 км×220 км). Этот таксон выделен по геофизическим данным на северо-восточном склоне ЯПП. Он состоит из четырех продольных широтного простирания и трех поперечных субмеридионального простирания рядов, подчиненных азимутальной ориентировке Вилуйского и Эльдиканского авлакогенов (всего 13 массивов). В качестве проявлений фигурируют положительные магнитные аномалии кольцевой формы (поперечник 4-10 км), часть из которых совпадает с равновеликими максимумами силы тяжести. Шаг размещения аномалий 30-50 км. Имеются косвенные предпосылки считать, что некоторые из кольцевых массивов анклава принадлежат позднепротерозойскому магматическому циклу и, следовательно, погребены под вендско-кембрийской карбонатной плитой.

Анклав «Кальдера Сотто». Рассматриваемый анклав (поперечник 110 км) является наиболее возвышенной срединной частью Центрально-Якутского ТТК. На уровне кровли кристаллического фундамента он повторяет очертания древнего нуклеара Тамма, включающего гранито-гнейсовое ядро (серые гнейсы батомгского типа) и внешнюю кольцевую оторочку (меланократовые кристаллические породы с линзами щелочных габброидов тыркандинского типа). Вендско-кембрийский структурный ярус (карбонатные толщи с включением рифовых биогермных построек) облекающий нуклеар, имеет волнообразное внутреннее устройство центробежного типа. Над вершиной нуклеара располагается Тамминское сводовое поднятие (поперечник 90 км, амплитуда 150-200 м) сменяющееся в восточном направлении на удалении 70-90 км в начале Верхне-Суольским (50 км×4-5 км), а затем Борулахским (250 км×10-20 км) дуговыми валами. Южный склон поднятия осложнен воронкообразной эрозионно-тектонической просадкой Олом (в подюрском срезе – 30 км×40 км), в полость которой в конце среднего палеозоя внедрилась кимберлитовая трубка Манчары. Она вскрыта несколькими колонковыми скважинами на южной границе просадки, имеет головной раструб и подводящую субцилиндрическую «ножку». К северу от этой диатремы по материалам детальной аэромагнитной съемки 1:25 000 предполагается присутствие ещё не менее трех десятков тел трубчатого типа. Межвальное и предсводовое пространство кальдеры занято подковообразной Суольской котловиной и конформным ей желобом Аранга. По комплексу геофизических данных на Верхне-Суольском валу оконтурены два кольцевых щелочно-ультраосновных комплекса (ЩУК, поперечником 2.5-3 км), а на соседней Борулахской дуге ещё шесть более крупных ЩУК (поперечником 5-7 км), один из которых (Сотто, окрестности г. Якутска) выбран для географического наименования кальдеры Сотто. В среднем течении р. Амга (поселок Покровка) Борулахский дуговой вал плавно раздваивается и берет в замкнутый овал эрозионно-тектоническую просадку Гантель (60 км×15-17 км).

Последняя включает две крупные воронки (поперечником 12-15 км), связанные между собой узкой щелевидной перемычкой субширотного направления. В подюрском срезе внешние кромки овала (южное и северное) контролирует размещение четырех ЩУК стандартной размерности (2,2-5 км). Охарактеризованная совокупность из двух подковообразных валов и заключенной между ними эрозионно-тектонической просадки можно условно оценить как «субвулкан Покровка» погребенный под юрой.

Кластер Менд наращивает в северо-западном направлении ареал кольцевых магматитов Борулахской дуги, сохраняя общую с ней линию продольной корреляции. В контуре кластера она маркирована Бологур-Юрхским остаточным грабеном (ширина 0.5 км), в котором сохранились реликты алевролитовой пачки нижнего карбона. К северному борту грабена тяготеют массивы Мендский-лидер и Северо-Джангильский, а к южному – Западно- и Южно-Джангильский. Размеры их не превышают 2.5-8 км. В среднем палеозое рассматриваемый кластер контролировался одноименным поднятием, представляющим собой боковое осложнение купольного поднятия Тамма. В современном эрозионном срезе от магмоконтролирующего поднятия сохранился лишь фрагментарный сегмент, ограниченный на флангах Ленским и Билирским разломами. В вершине сегмента находится самый малоформатный представитель кластера - массив Кеджиге (поперечник 1 км).

Изложенное свидетельствует, что в структурном контроле инициальных магматитов среднепалеозойского цикла определяющая роль принадлежит граничным авлакогенам Атлантического тренда. В структурном контроле финальных магматитов доминируют антиподы авлакогенов - продольные, поперечные и субкольцевые инъективные валы Гиперборейского тренда.

Выводы. 1. Заложение и становление внутренней структуры ЯПП (одноименного архейского кратона) происходило в обстановке тектонического скупивания сиалических масс и их периодического унаследованного всплывания под действием сил изостазии, что характерно для структурных единиц кратонного режима.

2. Под действием кратонного режима слоистые толщи протоплатформенного и платформенного чехлов редуцированы по мощности, а их внутреннее заполнение характеризуется присутствием признаков многочисленных континентальных перерывов в осадконакоплении. Такая геологическая обстановка была благоприятна для внедрения потенциально металлоносных расслоенных базит-гипербазитовых интрузий дайкообразной формы (аномалия Великая Дайка Якутии) в раннем протерозое, а также потенциально-рудноносных финальных магматитов кольцевой формы (редкометальные ЩУК, кимберлитовые трубки) в среднем палеозое.

3. Внутрикратонная позиция Якутского погребенного поднятия и приуроченность его к крупному ТТК (поперечник 550 км) встроенному в сквозную суперструктуру глубинного восходящего дренажа «Срединно-Якутский Рамп» выдвигает эту неоднородность в число первоочередных объектов для изучения и оценки масштабов развития оруденения следующих геолого-промышленных типов - алмазонасные кимберлиты, редкометальные карбонатиты, комплексные алмаз, редкие земли россыпи.

Литература

1. Мишнин В.М., Гриненко В.С. Рудоносные телескопированные тектоноконцентры – серийные представители глобальных фидерных радиальных структур. // Вестник Госкомгеология РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я). Якутск. №1 (7). 2005. С. 3-18.
2. Мишнин В.М. Главная геоструктурная триада и нелинейная металлогения Якутии. // Вестник Госкомгеология РС (Я). Мат-лы по геологии и полезным ископаемым РС (Я). Якутск. №1 (6). 2004. С. 21-33.

РУДОНОСНОСТЬ ТЕКТОНО-ФЛЮИДИТНЫХ ЗОН И ЗОН СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ НЕСОГЛАСИЙ АНАБАРСКОГО ЩИТА

А.В. Молчанов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»)

При изучении пространственно-временных закономерностей размещения уранового и сопутствующего ему оруденения (Au, Th, редкоземельные и редкометалльные элементы), установлено, что в пределах Анабарского щита, рудопроявления данных металлов локализованы в тектоно-флюидитных зонах¹ и зонах докембрийских структурно-стратиграфических несогласий. Размещение оруденения внутри данных зон подчиняется локальным закономерностям. При этом в генетическом отношении оруденение рассматриваемого типа связано со становлением гранитоидного магматизма (PR₁), карбонатитовых массивов (Mz?) и широкого, как в возрастном, так и фациальном отношении, спектра гидротермально-метасоматических процессов.

В результате проведения в пределах Анабарского щита среднемасштабных (1:500000 - 1:200 000) прогнозных металлогенических исследований и крупномасштабных поисковых работ (1:10 000), совместно с Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» выполнено металлогеническое по урану районирование Анабарского щита. Дана прогнозная оценка тектоно-флюидитных зон (Билляхская, Котуйкан-Монхоолинская и др.) и зон структурно-стратиграфического несогласия предрифейского возраста, намечены площади для постановки поисковых работ на предмет выявления высокорентабельного типа уранового и комплексного оруденения.

Региональная металлогеническая зональность Анабарского обусловлена, прежде всего, его структурно-вещественной и тектонической гетерогенностью. Вещественная неоднородность щита связана с дифференциацией земного вещества, а, по сути, дифференциацией химических, в том числе и радиоактивных элементов, степень, которой для щита в основном обязана многократному проявлению в истории его геологического развития ультраметаморфогенно-магматогенных и гидротермально-метасоматических процессов.

¹ Под тектоно-флюидитными зонами нами понимаются проницаемые долгоживущие зоны земной коры, в геологическом строении которых широко участвуют производные процессов динамометаморфизма, магматизма и гидротермально-метасоматической деятельности.

На Анабарском щите отчетливой радиогеохимической специализацией обладают гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации (PR₁, монхоолинский комплекс), а также генетически связанные с ними высокотемпературные кремнещелочные метасоматиты (PR₁). При этом уровень специализации последних на уран зависит от радиогеохимических характеристик субстрата, по которому они развиты.

Ярко проявленной радиогеохимической специализацией обладают динамометаморфические породы - бластомилониты, бластокатаклазиты, тектонические брекчии, слагающие длительно живущие региональные тектоно-флюидитные зоны, межблокового (Котуйкан-Монхоолинская, Билляхская) и внутриблокового (Южно-, и Северо-Анабарская, Маганская, Ламуйкская, Харапская) типов.

Радиогеохимическая специализация характерна и для массивов центрального типа, относящихся к формации ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами. Собственно на щите, это Мальджангарский массив с отчетливой уран-торий-редкоземельно-редкометалльной специализацией, расположенный в пределах Билляхской тектоно-флюидитной зоны, а также не вскрытый эрозией Западно-Биригиндинский массив.

В процессе осадконакопления платформенного этапа развития региона на флангах щита формировались осадочные толщи, характеризующиеся в основном лишь близкларковыми содержаниями радиоактивных элементов. При этом, как правило, вышекларковыми содержаниями урана и тория характеризуются нижние, базальные части рифейского осадочного разреза (восточный и северо-западный фланги щита). Так, в бассейне р. Дюкен, выявлены красноцветные, существенно ториеносные, конгломераты (150-180г/т Th), в составе песчаного цемента которых установлен древний природный шлик, обогащенный радиоактивными минералами.

Наряду с гранулометрическим составом осадков существенное влияние на распределение и содержание урана в терригенно-осадочных толщах оказывало органическое и фосфатное вещество. По западному и восточному обрамлению Анабарского щита известны тонкозернистые пирит-, углеродсодержащие терригенные отложения усть-ильинской свиты рифея и карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные составляющие куонамского горизонта кембрия, выделяющиеся при АГСМ-съёмке и характеризующиеся средними содержаниями урана в тысячные доли процента при коэффициентах вариации менее 50%. По материалам АГСМ-съёмок, выполненных Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» и Норильским филиалом ФГУП «ВСЕГЕИ», протяженность ураноносных горизонтов пирит-, углеродсодержащих тонкозернистых терригенных пород прослеживается на многие десятки, первые сотни километров.

К собственно урановородным процессам, имевшим место на Анабарском щите, относятся гидротермально-метасоматические процессы, широко и с высокой степенью проработки субстрата проявившиеся на всех этапах развития тектоно-флюидитных зон. Они способствовали интенсивной мобилизации, миграции и перераспределению урана и его элементов спутников. Обусловили формирование в благоприятных структурно-вещественных обстановках урановых и комплексных объектов.

Наиболее рудоносными гидротермально-метасоматическими формациями на Анабарском щите выступают формации гумбеитов и березитов, вещественные составляющие которых картируются, как в пределах тектоно-флюидитных зон, так и вблизи зон структурно-стратиграфических несогласий предрифейского и предвендского возраста. В тоже время высокотемпературные гидротермально-метасоматические образования - карбонатиты, кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты, в большей степени несут торий-редкоземельное, торий-редкоземельно-редкометалльное оруденение, хотя в связи с кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами известны и объекты существенно урановой природы (Котуйкан-Монхоолинская, Билляхская, Северо-Анабарская зоны).

В пределах Анабарского щита, а именно по его северо-западному и восточному обрамлению, вблизи зоны регионального структурно-стратиграфического несогласия следует ожидать выявления месторождений «типа несогласия» канадского подтипа. Подчеркнем, что в 2003 году нами было обосновано наличие такого оруденения на юго-восточном фланге Анабарского щита, а силами Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» и ФГУП «ВСЕГЕИ» при заверке радиоактивных аномалий буровыми работами было выявлено урановое оруденение вблизи предрифейской зоны структурно-стратиграфического несогласия с содержанием урана до 0,2% и выделен Биригиндино-Мюнюсяхский урановорудный район. К сожалению, по ряду объективных и субъективных причин собственно поисковые работы, направленные на обнаружение здесь комплексных объектов «типа несогласия» не были поставлены, хотя все поисковые признаки, включая и прямые, указывают на наличие здесь такового. В связи с выше изложенным, для выявления и оконтуривания высокорентабельных урановорудных тел месторождения «типа несогласия» в пределах Биригиндинского, Мюнюсяхского и Боронгского участков рекомендуется провести поисковые буровые работы в пределах выявленных Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» зон повышенной электропроводимости.

ПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОКОТИТАНИСТЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПИКРИТОВЫХ БАЗИТОВ В БАССЕЙНЕ р. АНАБАР (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

А.В. Округин¹, А.И. Зайцев¹, П.О. Иванов²

¹ Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск; e-mail: a.v.okrugin@diamond.ysn.ru.

² ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск.

Анабарский район на севере Сибирской платформы известен своими уникальными алмазоносными россыпями р. Эбелях и Томторским Nb-редкоземельным месторождением. В последние годы в алмазоносных россыпях бассейна среднего течения р. Анабар обнаружены крупные зерна (3-8 мм) золота и минералов платиновой группы (МПГ), с которыми ассоциируют минералы самоцветных камней ювелирного

качества - благородные шпинели, рубины, сапфиры, гранаты, хромдиопсид, оливин, циркон, бадделейт, рутил, турмалин и другие. Эти площадные комплексные россыпи формировались в результате пространственного совмещения (парастерезиса) устойчивых минералов в процессе их длительного сбора, начиная с докембрийских метаморфизованных пород, кончая мезозойскими магматическими комплексами. Коренные источники алмаза, Pd-Au и МПГ, по-видимому, связаны с широким спектром мантийных базит-ультрабазитовых пород, характерных для крупных магматических провинций.

В бассейне р. Анабар, наряду с трапповыми долеритами, наблюдаются тела трахидолеритов Эбехаинского дайкового пояса [1]. Последние отличаются от траппов высокими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и пониженной SiO_2 . Здесь известны поля кимберлитовых и карбонатитовых трубок, а также Томторский комплекс щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, с которыми ассоциируют мелкие секущие тела (дайки и трубки) Ti-щелочных пород – лампрофиров, пикритов и альнеитов. В устье р. Анабар находится малоизвестное проявление высоко-Ti базальтов и пикритовых базальтов (таблица). Все это свидетельствует о широком распространении в Анабарском районе высоко-Ti магматитов, тесно связанных с базитовыми, пикритовыми, щелочно-ультрабазитовыми, карбонатитовыми и кимберлитовыми породами. Совместное нахождение такой ассоциации пород разных формационных типов в Норильско-Хараелахской, Маймечя-Котуйской провинциях [2] и Анабарском районе, расположенных вдоль южной границы Енисейско-Хатангской рифтогенной структуры, очевидно, требует особого внимания.

В устье р. Анабар (мыс Аиркат) высоко-Ti магматиты представляют собой порфиоровые породы базальтоидного облика с вкрапленниками оливина, пироксена и флогопита. Они формируют широкие ареалы делювиальных развалов вдоль береговой террасы протяженностью 2-3 км на коренном цоколе PZ-MZ пород, что позволяет предположить наличие здесь довольно крупных извержений Ti-базальтов, происшедших, по данным Rb-Sr датировок, 227-201 млн. лет назад - в триасовый период. Данные породы встречаются вперемешку с долеритами и занимают примерно 5-10% от всего объема обломков делювиальных развалов. В среднем течении р. Гуримисской в своде брахиантиклинали присутствуют P-T эффузивно-туфовые породы. Таким образом, можно констатировать, что высоко-Ti базальты в районе устья р. Анабар ассоциируют с долеритами трапповой формации и приурочены к осевым частям Эргэ-Салинской и Усть-Гуримисской брахиантиклинальных складок Тигяно-Анабарского вала, а сейчас находятся под KZ отложениями и, возможно, далее прослеживаются на дне Анабарской губы.

По химическому составу данные породы относятся к щелочным базальтам и пикритовым базальтам с высокими содержаниями TiO_2 , K_2O и P_2O_5 (таблица). Они близки трахидолеритам бассейна р. Анабар [1], но отличаются от последних повышенным содержанием MgO и типоморфным особенностям минералов. В пикритовых базальтах устья р. Анабар содержание порфиоровых вкрапленников Fe_{75-90} может достигать 30% от объема пород, а в основной массе оливин представлен Fe_{70} .

Пироксен в порфировых выделениях представлен Ti-диопсидом и салитом. В трахидолеритах Эбехаинского пояса оливин сложен редкими зернами Fe_{40-60} , а пироксен – Ti-авгитом.

Таблица. Состав базитов и пикритов северного обрамления Сибирской платформы

Окислы	10638*	10642	10641	To-1	To-4	Дол	ТД	Tи-2	Tи-1	1-5.6	II	III	6-5.6
SiO ₂	40,14	40,14	40,24	34,60	31,61	47,03	43,75	48,28	46,75	42,90	49,07	44,47	38,46
TiO ₂	5,39	5,39	4,42	3,21	2,42	1,47	5,98	2,38	4,87	4,05	2,45	1,28	3,47
Al ₂ O ₃	7,94	7,94	6,63	12,13	6,47	14,97	11,20	14,15	12,59	7,49	14,33	9,35	4,26
Fe ₂ O ₃	9,59	9,59	5,32	7,67	8,41	2,32	5,68	4,08	3,92	5,02	5,46	5,65	8,47
FeO	6,32	6,32	8,69	4,07	5,34	10,70	8,48	10,30	10,03	8,49	7,68	7,36	6,65
MnO	0,24	0,24	0,25	0,26	0,12	0,20	0,18	0,21	0,17	0,14	0,19	0,17	0,23
MgO	10,64	10,64	16,48	6,85	14,79	7,22	5,34	5,68	5,59	16,31	4,24	15,85	21,34
CaO	11,57	11,57	11,52	16,44	12,81	11,33	9,30	6,13	7,51	8,26	7,42	7,59	8,96
Na ₂ O	2,71	2,71	2,01	3,35	1,08	2,27	2,89	2,08	1,63	1,28	3,19	1,12	0,68
K ₂ O	2,51	2,51	1,39	2,66	2,04	0,66	2,37	0,19	0,84	0,93	1,82	0,28	0,78
P ₂ O ₅	0,94	0,94	0,60	1,03	0,84	0,18	1,13	0,27	0,53	0,24	0,67	0,14	0,42
п.п.п	2,46	2,46	1,68	7,40	13,55	1,54	3,55	6,25	5,53	4,03	3,50	5,56	5,46
Сумма	100,45	100,45	99,23	99,67	99,48	99,89	99,85	100,00	99,96	99,14	100,02	98,82	99,18
n	1	1	1	3	3	19	38	9	6	6	341	337	9

Примечание: * (10638, 10642) – высоко-Ti базальты и (10641) пикритовые базальты, устье р. Анабар; (To-1) – лампрофиры и (To-4) – щелочные пикриты Томторского массива; (Дол) – долериты и (ТД) – трахидолериты Эбехаинского дайкового пояса [1]; (Ti-2) – долериты и (Ti-1) высоко-Ti долериты Хараулахского антиклинория; (1-5.6) – пикритовые базальты р. Аян [2]; (II) – щелочные базиты и (III) – пикритовые базальты Норильско-Хараулахской провинции [2]; (6-5.6) – пикритовые лавы Маймеча-Котуйской провинции [2].

Апатит из пород устья р. Анабар характеризуется повышенным содержанием Sr до 5,8%. Окисно-рудные минералы представлены комковидными зернами или пластинчатыми и октаэдрическими кристаллами ильменита, титаномагнетита и хромшпинелида размером до 1-2 мм. Содержание MgO в ильмените варьирует от 3 до 8.5%. Состав хромшпинелидов изменяется от титанистых феррихромитов (TiO₂=5,5%, Cr₂O₃=41,5%,) до хромистого титаномагнетита (TiO₂=20%, Cr₂O₃=1%). На диаграмме составов (рис. 1) хромшпинелиды базальтов устья р. Анабар в основном попадают в поле шпинелидов перидотитов и меймечитов Гулинского массива [3] и пикритовых габбро-долеритов Норильского района [4]. От Ti-Cr-шпинелидов Малокуонапской кимберлитовой трубки [5] они отличаются пониженной магнезиальностью. Из диаграммы видно, что хромшпинелиды из алмазоносной россыпи р. Маят охватывают поля минералов из всех вышеназванных пород.

По химическому составу пород и минералов высоко-Ti базальты устья р. Анабар более похожи на щелочные пикритовые базальты севера Сибирской платформы, например, на полевошпатовые пикритовые базальты бассейна р. Аян, а также на пикритовые лавы Маймеча-Котуйской провинции [2]. Пикритовые базальты Норильского района отличаются более низкими содержаниями Ti и P. Находки пентландит-халькопирит-пирротиновых вкраплений в хромистых титаномагнетитах

свидетельствует о насыщенности высоко-Тi базальтов устья р. Анабар серой, т.е. мы имеем здесь проявления раннемагматического ликвационного Cu-Ni-сульфидного оруденения (норильского типа) в пикритовых базитах.

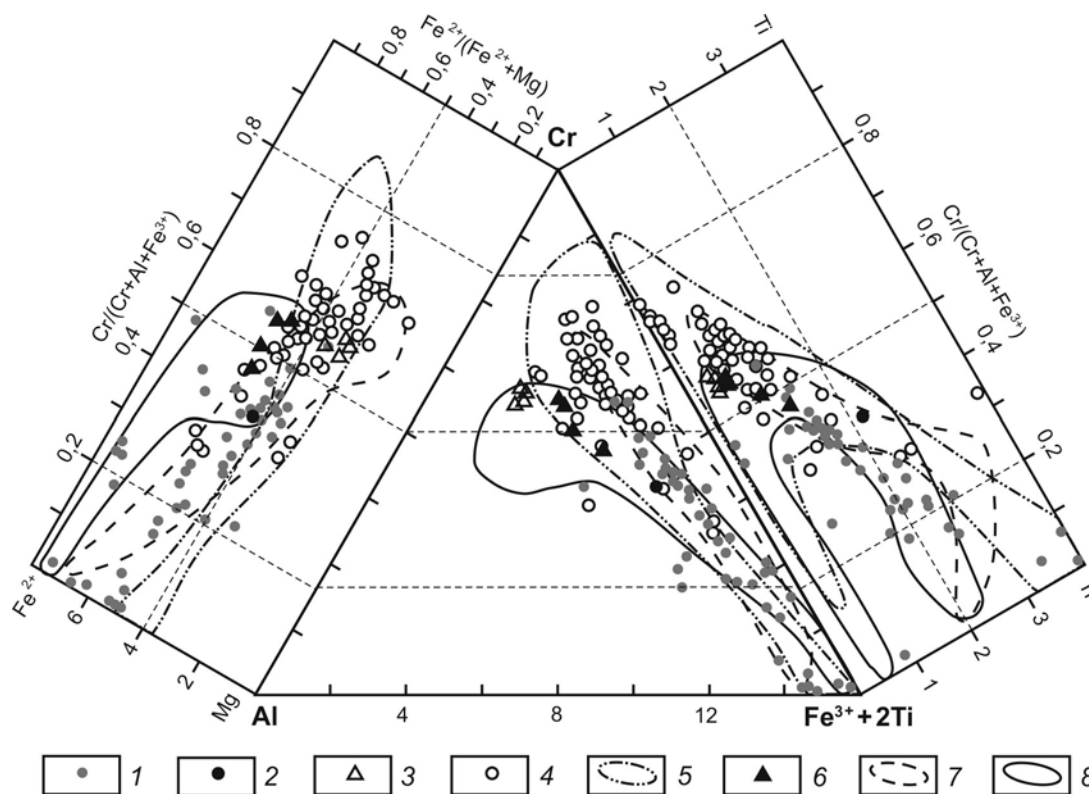


Рис. 1. Состав хромшпинелидов из магматитов и россыпей бассейна р. Анабар на диаграмме Al-Cr-Fe-Mg-Ti.

1 – пикритовые базальты, устье р.Анабар; 2 – трахидолериты р.Уджа; 3 – пикриты Томторского массива; 4 – россыпи р.Маят; 5 – кимберлиты трубки Малокуонапская по [5]; 6 – пикритовые базальты р.Аян по [2]; 7 - перидотиты и меймечиты Гулинского массива по [3] ; 8 – пикритовые габбро-долериты Норильского района [4].

На Томторском массиве известны небольшие секущие тела – дайки и трубки измененных щелочных ультраосновных пород, относимые разными исследователями к лампрофирам, пикритам, альнеитам и др. Содержание MgO в некоторых измененных разновидностях подобных пород достигает 15-20%. Основными минералами этих пород являются Ti-диопсид-салит, слюда биотит-флогопитового ряда, присутствуют вкрапления титаномагнетита и хромшпинели ($TiO_2=1,9-2,2\%$, $Cr_2O_3=43-45\%$, рис. 1), оливин, мелилит, анальцит, амфибол, хлорит, кальцит и доломит. Возраст пикритов и генетически связанных с ними карбонатитов, залегающих в среднем вулканогенном комплексе Томторского массива, составляет 440-370 млн. лет [6].

В пикритах Томторского массива по данным анализа платиноидов, определенных пробирно-атомно-эмиссионным и кинетическими методами (ЦНИГРИ, г. Москва), отмечается повышенное содержание Os (21 ppb) и Ru (34 ppb), при низких содержаниях Pt, Pd, Rh и Ir (первые ppb и ниже). В связи с этим следует отметить, что в россыпях р.

Анабар, наряду с типичной «вилуойской» (родисто-платиновой с рутениридосмином) ассоциацией МПГ, в значительном количестве встречаются минералы осмия. Интересны также находки МПГ в виде мелких (0,1-0,2 мм) гексагональных пластинчатых кристаллических зерен стально-серого цвета, сделанные в 1977 г. во время геолого-съёмочных работ, в русловых отложениях р. Гуримисской, левого притока р. Анабар впадающего вблизи её устья. Хотя химический состав этих минералов не был определен аналитическими методами, но гексагональные формы кристаллов указывает на их принадлежность к Ru-Ir-Os сплавам, т.е. можно предположить возможность присутствия в этом районе Ir-Os оруденения гулинского типа, связанного с щелочно-ультраосновными массивами.

Далее на восток вдоль северной окраины Сибирской платформы проявления высоко-Ti базитов наблюдаются в пределах Хараулахского антиклинория Верхоянского складчато-надвигового пояса на погруженной восточной окраине Северо-Азиатского кратона. Здесь среди раннетриасовых интрузивных базитов, представленных в основном, доминирующими на Сибирской платформе толеитами трапповой формации, встречаются тела долеритов с повышенным содержанием TiO₂, K₂O, P₂O₅, Ba, Sr, Nb, Zr и легких РЗЭ (табл., рис 2).

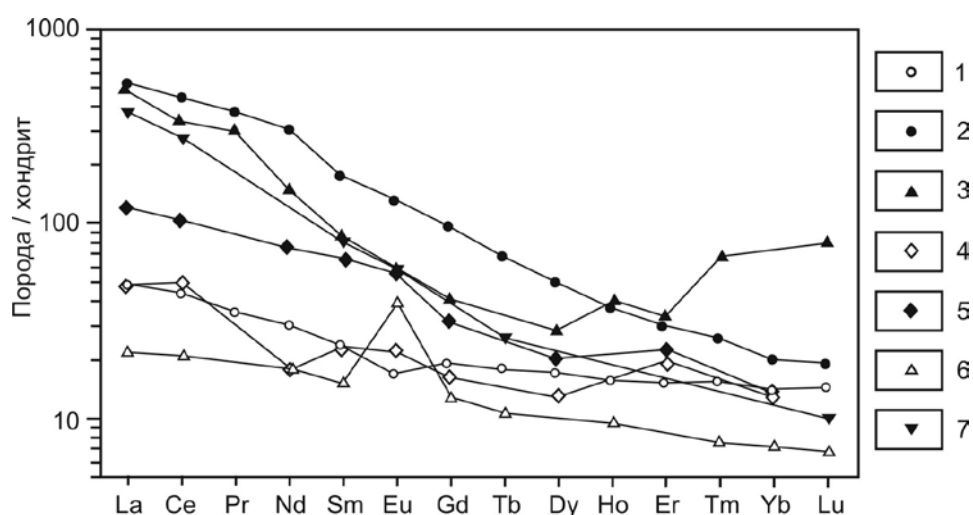


Рис. 2. Распределение РЗЭ в базитах и пикритах северного обрамления Сибирской платформы, нормированное к составу хондрита. 1 – долериты и 2 - трахидолериты Эбеаинского дайкового пояса [7]; 3 – пикриты Томторского массива; 4 – долериты и 5 – высоко-Ti долериты Хараулахского антиклинория; 6 – пикриты Норильского района [8]; 7 – пикриты Маймеча-Котуйской провинции [8].

В пределах развития кимберлитовых полей в долеритах дайковых поясов отмечается повышение содержаний TiO₂, K₂O, P₂O₅ и РЗЭ, что связано, вероятно, с парагенетическими процессами формирования базитовых и кимберлитовых магм в ходе эволюции верхне-мантийных плюмообразующих потоков [7]. Для всех высоко-Ti щелочных базитов и пикритов севера Сибирской платформы, наряду с высокими содержаниями калия и фосфора, характерны также резко повышенные концентрации легких РЗЭ (рис. 2). Все эти конвергентные геохимические особенности пород и минералов позволяют рассматривать вышеописанные магматиты в качестве единой

парагенетически связанной ассоциации щелочных ультрабазит-базитовых пород, формировавшихся во время среднепалеозойского и мезозойского этапов магматической активизации в данном регионе.

Таким образом, можно заключить, что триасовые высоко-Тi пикритовые базальты устья р. Анабар и S-D пикриты Томторского массива по химическому и минеральному составу соответствуют пикритовым базальтам и пикритам севера Сибирской платформы и являются проявлением щелочного пикрит-базальтового магматизма на восточном окончании Енисейско-Хатангской рифтогенной структуры. Все это позволяет нам рассматривать Анабарский район как крупную щелочно-ультрабазит-базитовую магматическую провинцию с заметными проявлениями высоко-Тi щелочных пикритовых базитов, подобную Норильско-Хараелахской и Маймеча-Котуйской провинциям, где известны уникальные Pt-Pd-Cu-Ni Норильское, Ir-Os Гулинское и Nb-редкометальное Томторское месторождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №11-05-00747.

Литература

1. Томшин М.Д., Округин А.В., Савинов В.Т., Шахотко Л.И. Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1997, т. 38, №9. С. 1475-1483.
2. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). Новосибирск. Наука. 1989.
3. Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Королюк В.Н. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. Новосибирск: Наука, 1976. С. 7 – 16.
4. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия её образования // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 105 – 126.
5. Бабушкина С.А. Состав микрокристаллов шпинелидов трубки Малокуонапская как отражение процессов кристаллизации кимберлитового расплава и степени алмазоносности пород // Отечественная геология. 2008. №5. 85-95.
6. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И., Лазебник К.А., Тянь О.А. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. Якутск, ЯНЦ СО РАН. 1992.
7. Томшин М.Д., Округин А.В. Проявления высокотитанистых долеритов в дайковых поясах базитов Северо-Азиатского кратона как индикатор связи с кимберлиитообразованием // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 361-366.
8. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Новосибирск. Академ. изд-во «Гео». 2007.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА НИЖНЕКОРОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Н.В. Попов¹, А.П. Смелов, В.Н. Добрецов, А.А. Кравченко, В.И. Березкин²

¹ Учреждение Российской академии наук Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск; e-mail: porovnv@ipgg.nsc.ru

² Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск; e-mail: geo@yakutia.ru

Понимание процессов формирования и последующей эволюции континентальной нижней коры, несомненно, имеет важное практическое и теоретическое значение [1-3 и др.]. Нижняя кора может быть образована как минимум двумя путями: 1) как резервуар

остаточного материала, после парциального плавления и фракционной кристаллизации [1]; 2) путем магматического подслаивания (андерплейтинга), как наиболее существенного процесса образования новой коры [4-6].

В представляемом сообщении излагаются результаты оценки состава и условий метаморфизма нижних горизонтов коры центральной части Алданского щита по ксенолитам из мезозойских щелочных интрузивов и даек преимущественно из трёх компактных участков Центрального Алдана: Эвота, Михайловка и Юхточка [3]. Эти участки расположены вдоль субмеридиональной линии, пересекающей практически весь щит, и находятся около сотни километров друг от друга.

Представления о составе нижней коры главным образом базируются на результатах исследования гранулитовых комплексов различных регионов мира. Предполагается, что нижняя кора имеет преимущественно средний состав [1], а по степени метаморфизма представлена парагенезисами гранулитовой фации. Вместе с тем, изучение P-T трендов метаморфизма гранулитовых комплексов показывает, что они разделяются на две большие группы: изобарического остывания и изотермической декомпрессии [7]. Различия в их характере связывают с неодинаковым происхождением гранулитовых комплексов [7, 8]. Тренды изотермической декомпрессии характерны для гранулитовых комплексов, которые образовывались в результате утолщения континентальной коры и были выведены на поверхность в результате тех же тектонических процессов, при которых они образовались [7, 9]. Эти комплексы имеют преимущественно фельзитический состав и не могут представлять нижнюю кору. Гранулитовые комплексы, имеющие тренды изобарического остывания (около 35%, по С. Харли [7]), образуются в результате утолщения коры при коллизии или путем магматического андерплейтинга.

Данные по условиям метаморфизма центральной части Алданского щита [3, 10] показывают, что температура изменялась в пределах 700-850°C, а давление – 5-7 кбар, что в целом соответствует тренду изотермической декомпрессии (геотермический градиент составлял 10-11°/км). Другими словами в пределах этой части Алданского щита обнажаются породы, характеризующие средние части консолидированной коры. Вместе с тем, современная мощность земной коры достигает 42-45 км, а мощность нижней коры оценивается в более чем 10 км [11].

Метаморфизм пород Нимнырского террейна соответствует трем субфациям гранулитовой фации: кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-гиперстен-ортоклазовой и биотит-силлиманит-ортоклазовой области умеренных давлений. Для всех метабазит-ультрабазитовых комплексов характерна ассоциация моноклинного и ромбического пироксенов, бурой и буро-зеленой роговой обманки и плагиоклаза. Характерно отсутствие в этих минеральных ассоциациях граната [12, 13].

Мезозойский магматизм широко проявлен в пределах центральной части Алданского щита и представлен как интрузивными, так и эруптивными фациями. Мезозойские сиениты прорывают все метаморфические комплексы, слагающие данный район. Согласно данным Ар.Н. Угрюмова [14], ксенолиты метаморфических пород в интрузивных сиенитах относительно редки. Петрографический состав их

характеризуется большим постоянством от интрузива к интрузиву и от района к району. Ксенолиты представлены амфиболитами, амфиболовыми габбро (метагаббро), гранатовыми амфиболитами, анортозитами, пироксенитами и не имеют аналогов среди обнажающихся на поверхности пород. Это подтверждается нашими наблюдениями в интрузивах Эвота, Михайловка и Юхточка. Детальные полевые исследования в интрузивах Эвота и Михайловка с оценкой количественного соотношения ксенолитов разных петрографических типов показали [3], что преобладают лейко- и мезократовые породы средне-основного состава ($\approx 50\%$), около 25% представлено анортозитами, 15% - амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы с гранатом и около 10% - меланократовые кристаллические сланцы и амфиболиты. Средний химический состав этих пород отвечает базальтовому андезиту, андезиновому анортозиту и базальту. Расчёт средневзвешенного состава нижней коры по нашим данным соответствует базальтовому андезиту, что согласуется с ранее проведенными оценками [1, 2 и др.]. Это подтверждается распределением малых и редких элементов, в том числе редкоземельных [3]. В целом, по совокупности геохимических данных, всё разнообразие ксенолитов укладывается в единую магматическую серию.

Таблица. Оценки температуры и давления метаморфизма ксенолитов

Минеральная ассоциация	Минеральные термобарометры по:	Номера проб		
		122	114	113
		T, °C		
Амфибол+плагноклаз	[15]	755	730	850
Гранат+ортопироксен	[16]	730		
	[17]	775		
Гранат+клинопироксен	[18]	825		
	[19]	765		
	[20]	725		
Ортопироксен+клинопироксен	[21]	755		
		P, кбар		
Гранат+ортопироксен+плагноклаз+кварц	[17]	7,4		
	[22]	8,5		
	[23]	8		
Гранат+клинопироксен+плагноклаз+кварц	[23]	8		
Амфибол	[24]	6,7	5,8	7,1

Вместе с тем амфиболиты и гранатовые амфиболиты имеют метаморфическую природу, амфиболовые габбро, анортозиты, горнблендиты и пироксениты являются магматическими образованиями со слабым проявлением директивных текстур [14]. В амфиболитах отчетливо выражена кристаллизационная сланцеватость, структура их метаморфическая – гранобластовая. Гранатовые амфиболиты отличаются от них лишь наличием порфиробластов граната или гранат-диопсидового симплектита, развивающегося пятнами, несогласно со сланцеватостью породы. Это свидетельствует о метаморфической природе граната и диопсида. В некоторых случаях гранатовые амфиболиты имеют массивное строение и зональный плагноклаз, что сближает их с амфиболовыми габбро.

Для трёх образцов ксенолитов из участка Михайловка в полированных шлифах были проведены полные исследования состава минералов на микрозонде. Это кристаллические сланцы по химическому составу соответствующие базальтам. Минеральные ассоциации представлены двупироксен-гранатовым (122), амфибол-клинопироксеновым (113) и амфиболовым (114) парагенезисами. Необходимо отметить, что основные породообразующие минералы имеют однородный состав, зональность обнаруживается только у амфибола за счет наложенного, вторичного актинолита. Такая особенность характерна для гранулитовых парагенезисов. Параметры метаморфизма для этих ксенолитов также соответствуют гранулитовой фации. В целом температура оценивается 725-850°C, а давление от 5,8 до 8,5 кбар, причем для гранатового парагенезиса этот интервал сужается в более высокую область 7,4-8,5 кбар (табл.).

Метабазитовые ассоциации с гранатом широко проявлены в Сутамском и Зверевском блоках южной окраины Алданского щита. По данным для метапелитовых парагенезисов эти блоки традиционно считаются зонами повышенных давлений метаморфизма (до 10 кбар). Имеющиеся у авторов неопубликованные материалы, а также единичные анализы гранатов и пироксенов из опубликованных данных [25] показывают хорошую сходимость состава этих минералов с результатами определений из ксенолитов для пород близкого состава. Вместе с тем по пока немногочисленным оценкам P-T параметров метаморфизма ксенолитов устанавливается тренд близкий к изобарическому. Другими словами, нижняя кора центральной части Алданского щита в областях проявления мезозойского щелочного магматизма могла быть сформирована за счет магматического андерплейтинга. Однако возраст этого процесса пока остается не определенным.

Литература

1. Тейлор С. Р., Мак-Леннон С.М. Нижняя континентальная кора. – М.: Наука. 1985.
2. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of geophysics*. 1995. Vol. 33. P. 267-309.
3. Добрецов Н.В., Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И. Средний химический состав нижней коры центральной части Алданского щита по результатам изучения ксенолитов из мезозойских щелочных интрузивов // *Отечественная геология*. 2008. № 6. С.63-73.
4. Downes H. The nature of the lower continental crust of Europe: petrologic and geochemical evidence from xenoliths // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1993. Vol. 79. P. 195–218.
5. Rogers N.W. Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust // *Nature*. 1977. Vol. 270. № 22/29. P. 681–684.
6. Rudnick R.L., Williams I.S. Dating the lower crust by ion microprobe // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 85. P. 145–161.
7. Harley S.L. The origin of granulites: A metamorphic perspective // *Geol. Mag.* 1989. Vol. 126. P. 215–247.
8. Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks. II Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // *American Journal Science*. 1976. Vol. 276. P. 425–454.
9. Newton R.C., Perkins D. III, Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. // *Amer. Miner.* 1982. Vol. 67. P. 203–222.
10. Смелов А.П. Метаморфизм в архее и протерозое Алдано-Станового щита // Автореф. дисс. докт. геол.-минер. наук. - Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1996.
11. Стогний В.В., Смелов А.П., Стогний Г.А. Глубинное строение Алданского щита // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 10. С. 88-98.
12. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. Ранний докембрий Южной Якутии. – М.: Наука, 1986, 256 с.
13. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–104.
14. Угрюмов Ар.Н. Соотношение кристаллических комплексов архея с «базальтовым» слоем земной коры на Алданском щите // *Тектоника Сибири*. Т. X. – М.: Наука, 1981. С.112–118.
15. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.116, p.433-447, 1994.
16. Harley S.L. The Solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // *J. of Petrol.*, V.25, N.3, p.665-694, 1984.

17. Bhattacharya A., Krishnakumar K.R., Raith M., Sen S.K. An improved set of a-X parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the orthopyroxene-garnet thermometer and the orthopyroxene-garnet-plagioclase quartz barometer // J. of Petrol. V.32, N.3, p.629-656, 1991.
18. Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contr. Miner. and Petrol., V.71, p.13-22, 1979.
19. Krogh E.J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer a reinterpretation of existing experimental data // Contrib. Mineral and Petrol., V. 99, N.1, p. 44-48, 1988.
20. Ai Y. A revision of garnet-clinopyroxene Fe(2+)-Mg exchange geothermometer // Contrib. Mineral and Petrol., v.115, N.4, P. 467-473, 1994.
21. Powell R. The thermodynamics of pyroxene geotherms // Phil. Trans. R. Soc. London.A., V.288, p.457-469, 1978.
22. Perkins D.III, Newton R.C. Charnockite geobarometers based on coexisting garnet-pyroxene-plagioclase-quartz // Nature, V.292, N.9, P. 144-146, 1981.
23. Eckert J.O., Jr., Newton R.C., Kleppa O.J. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry // American Mineral. v.76, N.1/2, p.148-160, 1991.
24. Blundy J.D., Holland T.J.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol., V.104, N.2, P. 208-224, 1990.
25. Таблицы химических составов и кристаллохимических формул минералов из метаморфических пород и гранитоидов Алданского щита. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1983.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.Н. Прусская

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, e-mail prusskaja@yandex.ru

В пределах западной части Сибирской платформы, с учетом материалов бурения и сейсморазведки МОГТ по подошве нижнекембрийских отложений (отражающий горизонт Б) выделяется несколько крупных надпорядковых структур, среди которых наиболее насыщенными трапповыми интрузиями являются Курейская синеклиза и Бахтинский мегавыступ. Скважины глубиной 1,2-5,5 км вскрыли разрез от четвертичных образований до протерозойских пород кристаллического фундамента, установив при этом различную (8,9-67,9%) степень насыщенности осадочного чехла интрузиями (рис.1).

Выполненные расчёты показали, что в западной части Сибирской платформы на площади до 804 тыс. км² в разрезе осадочного чехла содержится довольно значительный объём интрузивных траппов равный 366,2 тыс. км², что до начала глубокого бурения вовсе не предполагалось, так как значительные поля поверхностного распространения трапповых интрузий наряду с эффузивами (в площадном варианте) были закартированы государственной геологической съёмкой. Подобная масштабность проявления базитового магматизма обусловила формирование тектоно-магматических структур с уникальным строением. Это своеобразные каркасоподобные магматические структурные постройки (магматические комплексы), характеризующиеся наличием наряду с силами, штокообразных крупнообъёмных, хонолитоподобных, сложнопостроенных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий, занимающих различные стратиграфические горизонты разреза осадочного чехла. Силлы находятся в сложном соотношении с ветвящимися дайковыми телами и апофизами, зачастую имеющими кольцевую и дугообразную форму. Показательно, что такая насыщенность-

«заражённость» траппами разреза осадочного чехла в различных районах западной части Сибирской платформы колеблется в среднем от 8,5 до 34%. Самая низкая насыщенность разреза осадочного чехла интрузиями отмечается в районе Сухой Тунгуски-8,5%. Невелика она и на Алюнской разведочной площади-11%.

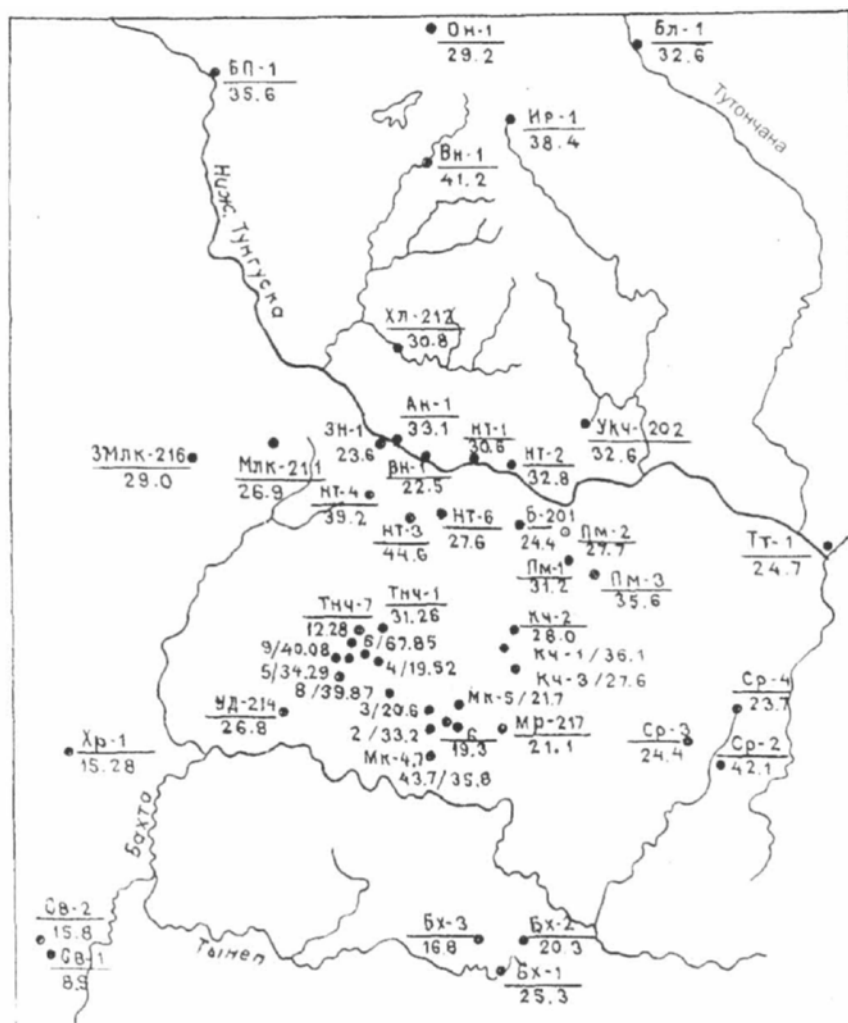


Рис. Насыщенность разреза осадочного чехла интрузиями в пределах Бахтинского мегавыступа

● Вн-1 скважины глубокого поискового и параметрического бурения:

41.2 числитель – аббревиатура и номер скважины; знаменатель – насыщенность разреза осадочного чехла базитовыми интрузиями в %

В среднем течении р. Нижней Тунгуски от п. Тура до п. Учами она составляет-12%. Самая высокая «заражённость» отмечается в районе Большого порога и на Туонтчанской разведочной площади. В этих районах интрузии незначительной мощности (менее 100м) по одной или двум- трём вскрываются почти в каждой пробуренной скважине. В глубоких скажинах их количество колеблется от 8 (Туонтчанская параметрическая-Тп-1) до 19 (Большепорожская опорная-Бп-1). В скважине Бп-1 «заражённость» палеозойского разреза интрузивными траппами достигает максимальной цифры по всей Тунгусской синеклизе и равна 35,6 % .

Характерно наличие серии пластовых интрузий, расположенных в виде «этажерки» одна над другой и разделённых пластами осадочных отложений, причём блоки с максимальной «заражённостью» соседствуют с блоками где фиксируются одиночные интрузии либо они вовсе отсутствуют. Подобная структурная форма локализации интрузий обуславливает сложное «клавишное», многоярусное строение разрезов осадочного чехла и свидетельствует о существовании в эпоху траппового магматизма длительно действующих подводных каналов, по которым с различными перерывами происходило неоднократное поднятие трапповой магмы, создавая тем самым напряжённый геодинамический режим [3].

Вертикальное распределение интрузий по стратиграфическим горизонтам осадочного чехла также неравномерное. Наибольшей насыщенностью отличаются отложения верхнего палеозоя (Р-С), в которых интрузии составляют от 30 до 60 %. При этом самая высокая заражённость интрузивными траппами среди верхнепалеозойских отложений наблюдается в бургу克林ской свите нижней перми, где интрузии составляют от 38 до 675 м от её мощности, а в районе Большого Порога общая мощность интрузий в два раза больше мощности самой свиты. Подобные участки с максимальным насыщением разреза осадочного чехла трапповыми в основном базитовыми интрузиями представляют собой тектоно-магматические узлы. Такие узлы имеют овальную либо изометричную форму с поперечником 15-25 км и выраженные ступенчатые ограничения нередко дуговой формы. В юго-восточной части платформы (район верхнего течения Подкаменной Тунгуски, Ванавара) Н.Л.Сапронов (1986 г.), выделил подобные магматические узлы в качестве крупных многофокусных палеовулканических, вулканотектонических структур. Условно подобные структуры можно подразделить на выполненные существенно эксплозивным материалом и структуры интрузивного выполнения. Вулканотектонические структуры, выполненные эксплозивным материалом наибольшим распространением пользуются в Моктаконской и Сурингдаконской тектоно-магматической зонах. Причём в Сурингдаконской зоне, наряду с мелкими изометричными структурами, преобладающими в Моктаконской зоне, развиты и крупные вулканотектонические структуры с линейными (разломными) ограничениями, осложнённые изометричными либо вытянутыми вдоль контакта линейными объектами. Перепады мощности туфогенных отложений достигают 200-250 м. Выделяемая на левобережье р. Нижней Тунгуски (среднее течение) тектоно-магматическая Таначи-Моктаконская зона в структурном отношении представляет собой валообразную гряду локальных поднятий, вытянутых в северо-западном направлении. Южное крыло этой зоны осложнено серией глубинных разломов того же простирания, выделенных по комплексу геолого-геофизических данных. Эти разломы неоднократно проявляли тектоническую активность. В пределах Таначи-Моктаконской зоны выделяются следующие локальные поднятия: Таначинское, Моктаконское, Южно-Моктаконское, Ангинское. Моктаконское поднятие по горизонту «Б» представляет собой куполовидную складку, оконтуренную по изогипсе 3300, с размерами 11x13 км, площадью в 160 км² и амплитудой 110 м. Южное крыло поднятия срезано тектоническим нарушением. Через разлом Моктаконское поднятие граничит с Южно-

Моктаконским поднятием оконтуренным также изогипсой 3300, площадью 200км², амплитудой 80 м, с размерами осей 12х6 км. В пределах Таначи-Моктаконской приподнятой зоны структурно-колонковым и глубоким параметрическим бурением были вскрыты дифференцированные интрузии различной мощности, локализованные на уровне от Р-С до терригенно-карбонатных отложений венд-нижнего кембрия. В таблице приведены данные по насыщенности различных горизонтов осадочного чехла базитовыми интрузиями.

Таблица. Насыщенность осадочного чехла базитовыми интрузиями по разрезам скважин Таначинско-Моктаконской приподнятой зоны

Подразделения	Мрс*- 217	Тнч- 8	Мкт- 1	Мкт- 2	Мкт- 3	Мкт- 5	Мкт- 6	Тнч- 7	Тнч- 9	Кчм- 3
Верхний палеозой	<u>492</u> ** 80	-	<u>124</u> 30	<u>265</u> 57	<u>103</u> 27	<u>155</u> 63	<u>279</u> 93	<u>147</u> 20	<u>1253</u> 94	-
Девон	-	-	<u>174</u> 50	-	-	-	-	-	-	-
Силур	<u>158</u> 37	-	<u>179</u> 38	<u>21</u> 8	<u>163</u> 37	<u>166</u> 37	<u>261</u> 50	<u>10</u> 3	-	<u>478</u> 50
Ордовик	<u>61</u> 19	<u>1163</u> 90	<u>150</u> 40	<u>216</u> 50	-	<u>74</u> 25	<u>52</u> 18	-	-	<u>110</u> 52
Верхний-средний кембрий	<u>57</u> 14	<u>89</u> 21	<u>27</u> 7	<u>284</u> 46	<u>385</u> 55	<u>24</u> 6	<u>31</u> 8	<u>201</u> 37	<u>114</u> 25	<u>90</u> 21
Таначинская+дельтулинская свиты	-	<u>260</u> 33	-	-	-	-	-	-	<u>108</u> 16	<u>253</u> 33
Булайская свита	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сурингдаконская+бурусская свиты	<u>70</u> 10	<u>218</u> 42	<u>90</u> 17	<u>133</u> 20	<u>148</u> 24	<u>87</u> 17	<u>153</u> 24	<u>126</u> 21	<u>149</u> 25	<u>141</u> 20
Кочумдская свита	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Венд-кембрий	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Осадочный чехол	<u>842</u> 22	<u>1730</u> 45	<u>744</u> 19	<u>919</u> 24	<u>799</u> 21	<u>806</u> 21	<u>776</u> 20	<u>482</u> 13	<u>1624</u> 43	<u>1072</u> 28

*Мрс-217, Тнч-8 – аббревиатура скважин глубокого и параметрического бурения.

** $\frac{492}{80}$, где числитель – мощность β, знаменатель – насыщенность в %.

Наиболее мощный (744 м) расслоенный дифференцированный интрузив вскрыт скважиной 1-Мкт (Моктаконский расслоенный интрузив) В контактовых зонах интрузива на уровне подошвы различные породы метаморфического комплекса мощностью до 180 м. Зональность выражена в последовательной смене от контакта интрузива метаморфизованных пород пироксен, амфибол - и мусковит-роговиковой фации. В зонах эндоконтакта отмечается рассеянная вкрапленность и прожилки сульфидов пирит-пирротинового состава. Сам интрузив имеет чёткое расслоенное строение. Верхняя его часть содержит горизонты лейкократовых габбро-долеритов и гранофилов, состоящих из удлинённых таблиц калиевого полевого шпата, частично проросших кварцем. В центральной и приподошвенной части интрузива прослеживаются горизонты троктолитовых такситовых долеритов. В целом по своим петрографо петрохимическим характеристикам интрузив сопоставим с интрузиями онёкского типа (комплекса), выделенными ранее в районе оз. Онёка [2].

Онёкский интрузивный комплекс, с учётом его изученности следует рассматривать как эталон крупнообъёмных проявлений интрузивного траппового

магматизма на Сибирской платформе [1, 2]. Очевидно, что формирование таких тектоно-магматических структур (Онёкский расслоенный интрузив, расслоенные интрузии Таначи – моктаконской зоны), по-видимому, связано с глубинными (мантийными) процессами - с развитием мантийного магматического очага, с деформацией над ним пород литосферы и осадочного чехла.

Литература

1. Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Гора М.П. Онёкский интрузивный комплекс – новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 2008. Т.49, №5. С. 395-409.
2. Прусская С.Н. Петрология и структурное положение интрузивных траппов запада сибирской платформы. Красноярск, СФУ. 2008.
3. Сапронов Н.Л. Древние вулканические структуры на юге Тунгуской синеклизы (Сибирская платформа). Новосибирск, Наука. 1986.

ПЕТРОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ РАЗБУРЕННЫХ ПЛОЩАДЕЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.Н. Прусская¹, Ю.Р. Васильев²

¹*ФГАОУ ВПО Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия;*

²*ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

Проведённый анализ геолого–геофизической информации, совместно с петрологическими исследованиями пород трапповой формации по разрезам нефтегазопоисковых скважин, позволил выявить целый ряд тектоно-магматических структур, перспективных на обнаружение рудопроявлений и месторождений медно-никелевых руд норильского типа. (Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. 1997-2008., Прусская С.Н. 1993, 94, 97, 2008, 2009 г.г.) Результаты тематических работ, проводимые сотрудниками ОИГГиМ СО РАН, (-Золотухин В.В., 1980-1989, Васильевым Ю.Р.-1980-2010), позволили выделить также Средне-Енисейскую провинцию магнезиальных базитов, располагающуюся на правом берегу р. Енисей в виде широкой полосы (100-150 км), протягивающейся на 350-400 км от устья р. Вороговка на юге до устья р. Н. Тунгуска на севере. Перспективы этой территории подтверждены сходством геолого-тектонического строения её с северо-западом платформы, где располагаются крупнейшие месторождения и рудопроявления сульфидных Си-Ni руд (Норильск-1, Талнах и др.). Особое место среди интрузивных траппов занимают дифференцированные интрузии. Это, как правило, крупнообъемные интрузивы хонолитоподобной, сложной и штоковидной формы с многочисленными апофизами маломощных пластовых и крутосекущих интрузий, прорывающих осадочный чехол и прослеживающихся в виде даек (р-н оз. Онёка) в отложениях пермо-триасового вулканогенно-осадочного комплекса. По особенностям состава, морфологии, условиям залегания, а также времени формирования эти интрузии были выделены в онёкский

тип[3], в дальнейшем, по мере изучения, описывались в составе - онёкского комплекса [1,3]. Площади развития этих интрузий разбурены также многочисленными структурно колонковыми скважинами, изучение керна которых позволило выявить особенности их состава, провести расчленение и корреляцию однотипных тел залегающих на разных горизонтах осадочного разреза.[1, 2, 3]. Следует заметить, что корреляция интрузий проведена на двух уровнях иерархии: 1)интрузивных тел, 2)интрузивных типов. В результате корреляции прослежено площадное распространение четырёх типов интрузий: катангского, онёкского, кузьмовского и агатского.

Анализ данных петрохимической информации (банк данных включает порядка 1000 силикатных и рентгено-спектральных анализов, которые прошли целенаправленную обработку по специальным методикам) позволил разbroковать базитовые интрузии, выделить базит-гипербазитовые их разновидности (онёкский тип, Онёкский расслоенный интрузив и его ветви), которые являются перспективными в отношении наличия возможной Си-Ni-Pt-минерализации.

Изучение особенностей химизма этих интрузий показало, что по среднему составу интрузивы онёкского типа (Онёкский расслоенный интрузив и его ветви) относятся к щелочной или слабощелочной серии глубинной дифференциации, калиевой ветви щелочно-земельной внутрикамерной дифференциации. По основным петрохимическим параметрам: Щ-К-912-937; Кр-775-858; Кф-52,99-68,42; Ст.о-1,20 и более; MgO-8 вес %-интрузии относятся к гипербазит-базитовой субформации. Диаграмма К-MgO разделяет интрузивы на две группы:

- 1) Низкокалиевые-близкие к интрузивам моронговского подтипа;
- 2) Высококалиевые-сближающиеся с интрузивами Норильско-талнахской группы.

Таблица 1

Первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (возраст 250 млн. лет) в породах Онёкского интрузива (Аналитические исследования выполнены в ИГиМ СО РАН, Васильев Ю.Р. и др., 2007)

№	Название образца	Возраст млн лет	Содержание Rb, г/т	Содержание Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Измеренное отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Расчетное первичное отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{87}$
1	Гф-4/76,0	250	18,30	209,8	0,25198	0,70859	0,70769
2	Гф-4/496	250	3,95	197,9	0,05768	0,70580	0,70559
3	Гф-4/1154,2	250	7,97	180,4	0,12791	0,70579	0,70534
4	Кт-1/835,4	250	4,98	244,0	0,05908	0,70558	0,70537
5	Кт-1/1503,0	250	3,92	218,1	0,05199	0,70563	0,70545
6	Он-1/2193,0	250	2,68	180,2	0,04296	0,70508	0,70493

По этим основным петрохимическим параметрам интрузивы онёкского типа (Онёкский расслоенный интрузив и его ветви) очень близки к рудоносным интрузивам Норильского района (Норильско-Талнахский генетический ряд и Нижне-Талнахско-Черногорский генетический ряд) и, следовательно, представляют определённый интерес для дальнейших исследований при целенаправленных поисковых работах на руды Норильского типа.

**Отношения РЗЭ в породах Онекского интрузива
(скв. Кт-1, Гф и интрузий, вскрытых скв. Нг-9)**

	Кт-1/283	Кт-1/835	Кт-1/1164	Кт-1/1503	Гф-4/836	Нг-9/291	Нг-9/366,5	Нг-9/516
La/Nd	0,71	0,71	0,70	0,74	0,76	1,36	0,25	0,70
La/Nb	1,73	1,76	1,55	1,68	1,71	2,97	1,53	1,90
Zr ₍₉₀₎ /Nb	14,59	20,54	17,48	19,82	18,99	12,55	18,43	20,42
Zr ₍₉₀₎ /Nd	5,95	8,36	7,94	8,68	8,43	5,47	8,81	7,48
La/Sm	2,48	2,35	2,63	2,39	2,43	6,20	2,53	2,34
Ce/Pb	3,03	4,84	8,78	6,83	8,91	21,14	2,98	5,84
Nb/La	0,58	0,57	0,59	0,65	0,60	0,34	0,65	0,53
Nb/Ta	18,04	18,39	19,50	18,14	17,32	21,78	20,90	19,10
U/Th	0,23	0,25	0,36	0,23	0,42	0,21	0,33	0,34

Сопоставление с ранее выделенными петрохимическими типами интрузивных траппов Сибирской платформы [1, 4] показало, что исходный расплав, формирующий всё многообразие пород онекского комплекса интрузий, близок к петрохимическому типу западного сектора Сибирской платформы по большинству породообразующих оксидов, а по содержанию TiO₂, MgO и K₂O приближается к петрохимическому типу характерному для дифференцированных интрузий Норильско-Харлаухской провинции.

Результаты определений отношения изотопов Sr⁸⁷ /Sr⁸⁶ (см. табл. 1, 2) по различным горизонтам Онекского интрузива позволяют судить о степени влияния ассимиляционных процессов на состав внедряющегося исходного расплава. Очевидно, что роль ассимиляции в период внедрения расплава и формирования основной камеры интрузивного тела была незначительна. Повышенные значения отношения изотопов Sr были отмечены только в приконтактной зоне интрузива, где ассимиляционные процессы более проявлены. Исходя из полученных результатов, с большей долей вероятности можно судить о мантийном (литосферном) источнике родоначального расплава. Следовательно, всё многообразие пород Онекского интрузива сформировалось из пикритоидного родоначального расплава, незначительно контаминированного породами платформенного чехла [1, 2].

Литература

1. Васильев Ю.Р., Медведев А.Я., Пруская С.Н., Мазуров М.П., и др. Онекский интрузивный комплекс, геохимические особенности.// Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Материалы Всероссийской научной конференции с участием иностранных учёных. Иркутск, 2007. т. 2. С. 29-32.
2. Пруская С.Н. Структурная позиция и особенности проявления траппового магматизма на западе Сибирской платформы. Петрология магматических и метаморфических комплексов. - Томск, 2007. вып. 6. С. 137-139.
3. Пруская С.Н. Петрология и структурное положение интрузивных траппов запада Сибирской платформы. Красноярск, СФУ, 2008.
4. Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Пруская С.Н. Петрохимические характеристики интрузивных траппов в чехле Сибирской платформы и региональная зональность их состава.//Геология и геофизика, 2001. т. 42. № 9. С.1299-1313.

МИКРОМИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ AU-AG МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАЁЖНОГО (ПРИМОРЬЕ), КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УРОВНЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Л.И. Рогулина¹, Е.Н. Воропаева¹, Д.А. Варламов²

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП), Благовещенск, rogulina@mail.ru*

²*Институт экспериментальной минералогии РАН (ИЕМ), Черногловка, dima@iem.ac.ru*

Оценка распространения оруденения на глубину и проблема его ярусного распределения в рудных узлах является весьма актуальной. Одним из крупных сереброносных рудных узлов Кемской металлогенической зоны Восточно-Сихотэ-Алинского (ВСА) вулканогенного пояса Приморья является Таёжный, расположенный в центральной части Тернейского рудного района. В настоящее время в Кемской зоне известно 5 Au-Ag месторождений: коренные – Ягодка, Приморское, Салют, Таёжное и россыпное - Буматов Ключ, а также многочисленные рудопроявления. Эпитермальное Au-Ag месторождение Таёжное наиболее южное – находится среди перспективных на серебро рудопроявлений: Пихтовое, Кумирное, Кабанье, Кишмышовое, Таратай и др. Серебряная минерализация Таёжного узла приурочена к краевой части крупного интрузивно-купольного поднятия, контактирующего с отрицательными вулканотектоническими структурами. В целом, интрузивно-купольное поднятие в комплексе с рудной минерализацией можно рассматривать как магматогеннорудную систему зонального строения. Считается, что Au-Ag месторождения ВСА пояса Приморья связаны с многоэтапным вулканизмом сеноман-туронского и сенонского вулканоплутонических комплексов, которые прорваны многочисленными позднемеловыми и палеогеновыми массивами гранитоидов [6]. В геологическом строении площади отмечается два структурных этажа: нижний терригенный (К₁), породы которого образуют крутые складки СВ простирания и верхний – вулканогенный (К₂), представленный эффузивно-пирокластическими покровами приморской (турон-кампан), самаргинской (маастрихт) и богопольской (маастрих-дат) толщами. Эффузивно-пирокластическим накоплениям комагматичны субвулканические и интрузивные тела (дайки и мелкие штокообразные экструзии риолит-базальтовой серии), которые являются глубинными частями вулканоплутонических комплексов на всем протяжении Кемского террейна. Это способствует формированию многостадийных месторождений, в которых минеральная форма нахождения в рудах и парагенезисы изменяются в зависимости от эволюции физико-химических параметров рудообразующей системы. Поэтому в одном и том же рудном месторождении и отдельном рудном теле возможно совмещение разновозрастных минеральных ассоциаций [7].

Геолого-структурная позиция, вещественный состав и текстурно-структурные особенности руд месторождения Таёжного исследовались геологами Дальнегорской

экспедиции, сотрудниками РАН: ДВГИ, ИГЕМ (1988), ИГиП (2006-2009) [5] и при технологических исследованиях руд в ЦНИГРИ и ДВИМС (1992-93)

Таёжное месторождение передано в эксплуатацию, как собственно серебряное. Оно приурочено к мощной (2 км) зоне меридиональных крутопадающих разрывов одноимённого глубинного разлома вблизи его пересечения с северо-восточным Геологическим. На площади проявлено широкое развитие разрывных нарушений, наиболее интенсивно в осадочных породах. Сочленение разнонаправленных разрывных нарушений определяет ступенчатую в плане границу вулканических образований. В породах повсеместно проявлен хлорит-серицит-карбонат-кварцевый метасоматоз и аргиллизация. Рудная минерализация концентрируется в 10 рудных телах: Они представлены крутопадающими прожилково-брекчиевыми зонами, реже жилами на отдельных субмеридианальных участках с наложенной серебряной минерализацией. Благоприятными для рудоотложения являются выположенные участки разрывов, секущие песчаники вблизи контакта или на контакте с вулканитами.

По минеральному составу среди руд месторождения выделяются два основных типа: собственно серебряные и серебро-полиметалльные. Первый тип составляет 94% ресурсов месторождения. **Серебряное оруденение** концентрируется в двух основных рудных телах: Июльской (3 сближенные кулисы) и Сентябрьской, которые содержат более 50% запасов руд, среднее содержание Ag составляет 405г/т, сульфидов – 3-5%. **Серебро-полиметалльные руды** составляют не более 6% и характеризуются относительно низким содержанием серебра (138 г/т). Они слагают южный фланг зоны Малахитовой, представлены интенсивно дроблёнными вмещающими породами с линзами и «завальцованными» обломками сульфидов (1-10%), перетёртых иногда до мелкообломочного состояния: галенита, сфалерита, реже – халькопирита, пирита.

Исследование текстурно-структурных особенностей руд показало, что в каждом выделенном природном типе наиболее распространены брекчиевые и прожилковые текстуры. Преобладающая структура руд – средне-мелкозернистая до тонкозернистой минералов серебра. Серебряные минералы руд являются основными промышленно ценными и составляют не более 25% рудных минералов от общего количества, а самородное серебро не более 1,0%. Анализ характера распределения и взаимоотношений минералов позволяет выделить следующие разновозрастные минеральные ассоциации: 1) пирит-I-кварцевую, 2) галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовую-II с арсенопиритом и 3) ассоциацию минералов серебра – фрейбергит-акантит-полибазит-пираргиритовую с золотом. Основной состав руд характеризуют вторая и третья минеральные ассоциации, в которых отмечаются самородные золото и серебро. Последний парагенезис определяет формационный и геолого-промышленный тип месторождения. Все минеральные ассоциации пространственно совмещены в рудных телах. Характерны тонко-вкрапленные выделения минералов серебра, исключая пираргирит, акантит, а также золота от $\leq 0,005\text{мм}$ до 0,15мм в кварц-карбонатном матриксе и ранних сульфидах. Поэтому диагностика и количественный состав микроминералов определялся РЭМ методом на сканирующем электронном

микроскопе TESCAN серии VEGA с энергодисперсионной приставкой INKA (около 100 определений).

В рудах месторождения выявлены микроминералогические ассоциации минералов серебра. Установлено, что носителями **серебра** по степени распространённости являются: сульфосоли группы пираргирита (пираргирит, полибазит, стефанит); сульфиды Ag (аргентит, акантит); серебросодержащая блёкляя руда (фрейбергит); сульфосоли группы фрейеслебенита (диафорит, андорит, фрейеслебенит) и самородное серебро. Ведущие микроминералы представлены соединениями серебра от самородного до селено-серебряного с высокой и низкой пробой золота. Однако наиболее распространённым минералом серебра в отличие от Au-Ag месторождений Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан) здесь является не самородное серебро, а **пираргирит**. Он определяет минералогический тип месторождения, отмечается в межзерновом пространстве кварца, образуя крупные кристаллы (1,2-2,0мм), отлагается в карбонатных агрегатах в виде мелких изометричных кристаллов (0,05-0,15мм), которые концентрируются вблизи гнёзд галенита. Обнаружены псевдоморфозы пираргирита по галениту с сохранением треугольников выкрашивания и эмульсионной вкрапленности фрейбергита. Пираргирит чаще ассоциирует с маложелезистым сфалеритом, галенитом и халькопиритом, как бы цементируя их агрегаты. Иногда по периферии его выделений отмечаются коррозионные каёмки самородного серебра. **Полибазит, стефанит** уступают по распространённости пираргириту, но также являются одними из основных минералов серебра в рудах. Они тесно ассоциируют с маложелезистым сфалеритом, галенитом, халькопиритом и образуют с последним тесные взаимные прорастания, но чаще с галенитом. В галените наряду с поздними минералами серебра обнаружены микровключения **тиллита** – показателя высокотемпературного начального процесса рудообразования. Кроме того, встречаются микровыведения (0,02мм) полибазита и стефанита в тесных прорастаниях с акантитом, диафоритом. Нитевидные микропрожилки (0,6мм) полибазитового, серебро-халькопирит-полибазитового составов чаще отмечаются в карбонате, чем в кварце. **Диафорит, андорит** встречается реже других серебряных минералов в ассоциации с пираргиритом, полибазитом, стефанитом, акантитом в межзерновом пространстве карбонатно-кварцевого матрикса. По периферии их зёрен развивается самородное серебро иногда до образования полных псевдоморфоз. **Фрейбергит** распространён в рудах крайне неравномерно, от полного отсутствия до 50% в аншлифах. Чаще отмечен в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом, где размеры его не превышают 0,4-0,6мм. Отмечены и взаимные срастания его с галенитом, в которых фрейбергит как бы цементирует зёрна последнего и содержит в себе его реликты. Фрейбергит замещается стефанитом с сохранением раскошенных зёрен первого, акантитом и пираргиритом. **Сульфосоли серебра** образуют микропрожилки в галените по спайности и ранним микротрещинам; неравномерные микровключения в пирите (рис. 1 а).

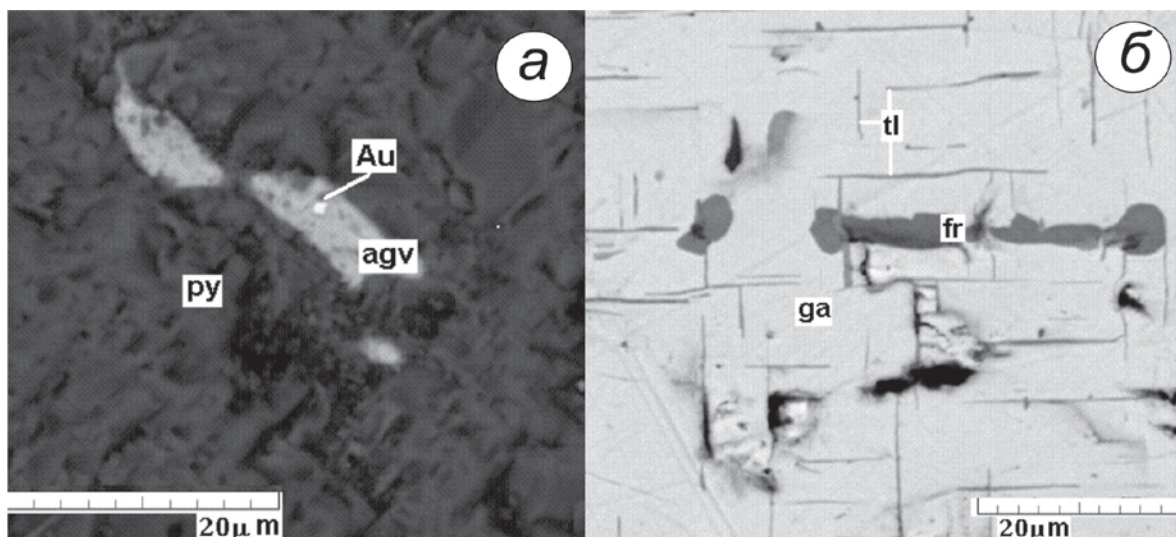


Рис. 1. Микровключения: а) тиллита (tl) по спайности и микропрожилки фрейслебенита (fr) в галените (ga); б) агвиларита (agv) с нановыделением кюстелита (Au, Ag) в матрице пирита (py)

В системе Ag-Sb-S парагенезис пираргирит+аргентит+серебро кристаллизуется при температурах $> 245^{\circ}\text{C}$ [4]. **Аргентит** и его полиморфная модификация **акантит** являются одними из распространённых серебряных минералов в рудах наряду с пираргиритом. Образуют включения и микропрожилки в пирите, каёмки по галениту и фрейбергиту, иногда отдельные индивиды в кварце (0,05мм). При замещении фрейбергита акантитом происходит выделение самородного серебра. Акантит отмечается и в колломорфно-зональных выделениях гидроокислов железа в форме отдельных прерывистых зон, кристаллизуется ниже 179°C и отличается нестехиометрией, значительным содержанием примесей (табл.). Кроме того, отмечен Ag-Cu-Fe-содержащий сульфид промежуточного состава между штернбергитом и штрмейеритом, как типичный представитель зоны гипергенеза [3]. **Серебро самородное** отмечается в жильном материале в форме гнёзд, прожилков и отдельных кристаллов размером от 0,06мм до 0,15мм. Характерной особенностью является тесная ассоциация его с халькопиритом при цементации дроблёных пиритовых агрегатов. Кроме того, оно образует извилистые включения в пираргирите, фрейбергите. В зальбандах прожилков халькопирит-полибазитового и пираргирит-акантитового состава всегда отмечается самородное серебро. Серебряным минералам и собственно серебряным рудным телам не свойственно интенсивное дробление, как для сульфидно-кварцевых, что указывает на более раннюю генерацию полиметаллической минерализации.

Единичные знаки **золота** от тысячных долей мм до 0,03 мм были отмечены при исследовании технологической пробы, отобранной по зоне Июльской (ЦНИГРИ, г. Москва). Нами впервые обнаружено значительное содержание самородного золота (от $\leq 0,05$ до 0,7 x 0,75 мм) в хвостах флотации и в кварцевых жилах на флангах основных рудных тел (до 20г/т). Форма золота ксеноморфно-пластинчатая, цвет золотисто-жёлтый, проба 978-995‰ (атомно-абсорбционный анализ). Микронзондовыми исследованиями отмечена наночастица низкопробного золота (кюстелита) среди

селеносодержащей сульфосоли Ag (агвиларита?) в позднем пирите (рис. 1 б). Тесная ассоциация золота с сульфосолями Ag указывает на их совместное выделение в позднюю стадию рудообразования.

Таблица.

Химический анализ минералов серебра и олова месторождения Таёжного

№ п/п	Минералы	Элементы, масс.%											
		S	Pb	Cu	Fe	Sn	Ag	Au	Sb	As	Se	Te	Сумма
1	Фрейслебенит?	17.84	58.65	0.10	0.00		16.84		19.25				112.69
2	Фрейслебенит?	18.11	37.09	0.21	0.06		22.57		27.06				105.09
3	Фрейслебенит?	17.02	47.93	0.60	0.00		17.18		20.27				103.00
4	Диафорит	18.66	30.74	0.00	0.00	1.09	24.38		29.00				103.88
5	Андорит	17.81	31.93	0.29	0.34	1.16	21.21		26.78				99.53
6	Андорит	18.85	36.60	0.32	0.43	2.96	18.16		23.25				100.58
7	Андорит	19.64	60.27	0.37	1.84	11.07	0.00		9.69				102.86
8	Андорит	16.53	59.09	0.21	0.13	0.25	13.79		16.19				106.19
9	Агвиларит?	10.22	0.39	2.63	2.14	0.00	78.55		0.00	0.46	8.55		102.92
10	Агвиларит?	8.79	0.76	3.17	2.16	0.00	71.92		0.00	0.00	5.86		92.66
11	Акантит	15.90	2.46	0.13	7.51	0.00	76.94		0.00	0.00			102.94
12	Акантит	11.87	0.93	2.83	2.33	0.00	83.07		0.00	0.00			101.04
13	Кюстелит			0.35	3.01		52.12	40.08			1.10	0.89	97.55
14	Тиллит	19.94	52.68	0.00	2.14	12.52	2.26		13.04				102.57
15	Тиллит?	17.15	51.38	0.00	1.96	9.72	0.23		9.52				89.97
16	Штернбергит	17.32	0.62	13.40	15.72	0.00	30.90		0.00	0.19			78.13

Примечание: анализ выполнен на TESCAN серии VEGA с энергодисперсионной приставкой INKA в Институте экспериментальной минералогии г. Черногловка

Таким образом, Au-Ag оруденение на месторождении характеризуется следующим рядом зональности отложения микроминералов серебра (сверху вниз): самородное Ag-акантит-агвиларит-стефанит-пираргирит-полибазит-пираргирит-андорит, что является показателем не значительной эродированности [2]. Результаты наших исследований сопоставимы с выводами, полученными при геохимических исследованиях площадей рудопроявлений Кумирного и Кабаньего, где на уровне условного подрудного горизонта проявилась тенденция постепенного возрастания продуктивности [1].

Полученные данные позволяют отнести месторождение Таёжное к Au-Ag формации с микропарагенезисом, характерным для верхнерудного эпитермального оруденения, а проявление оловянной минерализации авторы расценивают, как показатель ярусного размещения оруденения в пределах Таёжного рудного узла.

Литература

1. Ивин В.В. Признаки ярусного размещения оруденения Нижне-Таёжного многометалльного узла (Северное Приморье). // Материалы Всероссийской конференции: «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии» - Благовещенск. 2010. С. 89-91.
2. Конеев Р.И. Наноминералогия золота. - Санкт-Петербург: DELTA. 2006.
3. Костов И., Минчева-Стефанова И. Сульфидные минералы. М: Мир. 1984.
4. Некрасов А.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука. 1999.
5. Роголина Л.И., Катрук А.А., Терсбило В.И. Платиноносность золото-серебряных месторождений Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. // Материалы Всероссийской конференции к 100 д.г.-м.н. В.А. Флерова: «Рудогенез и металлогения Востока Азии». – Якутск. 2006. С. 149-151.

6. Томсон И.Н. // Геология рудных месторождений. 1999. том 41. №3. С. 214-229.
7. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья. – Хабаровск: Дальнаука, 2003.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

М.Д.Томшин, А.Г.Копылова

*Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск; E-mail: geoyakutia.ru*

Комплексное исследование траппов восточного борта Тунгусской синеклизы в пределах мощной Вилюйско-Котуйской магмоподводящей зоны позволило установить, что по петрохимическим и петрофизическим характеристикам они разделяются на три типа, соответствующие трем фазам внедрения базитового расплава [5]. Проведенные ранее возрастные датировки траппов района не всегда отражают последовательность образования магматических тел, поскольку погрешности определения превышают реальный интервал их образования. О возрастных взаимоотношениях выделенных типов интрузивов сделан вывод по петрофизическим данным, подтвержденным случаями взаимных пересечений интрузий разных типов в пределах рассматриваемой территории. Полученные прецизионные данные о распределении информативных микроэлементов в интрузивных траппах восточного борта Тунгусской синеклизы подтверждают правомочность деления их на три петрохимические группы.

Трапповые интрузивы первой фазы внедрения образуют во вмещающих породах многоярусные залежи. Мощность конкретных тел колеблется от 450 до 10 м. Дифференциация в них проявлена достаточно интенсивно до появления шлировой фации, преобладает пойкилоофитовый тип структуры. Интрузивные тела второй фазы внедрения – это, в основном, монотонные пластовые залежи мощностью до 100 м, вещество которых несет четкие следы докамерной кристаллизации расплава в виде протокристаллов основных породообразующих минералов. Преобладающий тип структуры для долеритов второй фазы офитовый. Выходы интрузивов третьей группы немногочисленны. Они сложены средне- и крупнозернистыми разностями пород с габбро-офитовой структурой и трахитоидной текстурой, обусловленной плоскопараллельным расположением лейст и призм плагиоклаза.

По петрохимическому составу все траппы восточной части Тунгусской синеклизы являются производными толеитовой магмы. Вариации содержаний кремнезема и суммы щелочей соответствуют основным породам нормального ряда (46-51 % SiO_2 , <4,5 % $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$). В то же время, каждая из выделенных групп отличается как по петрогенным компонентам, так и по микроэлементному составу. Химический состав исследованных долеритов 1 типа (первой фазы внедрения) типичен для траппов Сибирской платформы и сопоставим со средневзвешенными значениями для дифференцированных интрузий Вилюйско-Котуйской зоны [4]. Для них характерна

умеренная доля TiO_2 (1,2-2,1 %), FeO_{tot} (12-13%), индекс магнезиальности Mg\# варьирует в пределах 42-61. Долериты 2 типа являются низкотитанистыми (0,7-1,2 % TiO_2), маложелезистыми (9-11% FeO_{tot}), с более высоким содержанием SiO_2 , CaO и индексом магнезиальности ($\text{Mg\#} = 59-66$). Резко выделяются габбро-долериты 3 типа. В них установлены максимальные содержания TiO_2 (2,05-4,20 %), FeO_{tot} (14-18 %), а также калия, фосфора, марганца и самые низкие магния, кальция и алюминия. Породы этой группы в значительной степени дифференцированы ($\text{Mg\#} = 33-44$).

Анализ распределения редких элементов показал, что в более дифференцированных долеритах 1 типа интервал содержаний когерентных элементов (ppm): Ni (48-216) и Cr (55-250) более значительный, чем в интрузивах 2 типа Ni (104-180) и Cr (140-280) (рис. 1). Самые низкие значения содержаний Ni и Cr и максимальные V, Cu, Zn установлены в габбро-долеритах 3 типа. Более отчетливо выделенные группы траппов разделяются по содержанию несовместимых элементов, распределение которых показано на диаграммах (рис. 1, 2). Сумма REE 62-88 ppm в долеритах 1 типа выше, чем в породах 2 типа – 33-50 ppm, при этом спектры распределения в обоих типах субпараллельные слабодифференцированные (отношение $(\text{La/Yb})_n$ изменяется в пределах 1,9-3,6). Для долеритов 2 типа характерна положительная аномалия ($\text{Eu/Eu}^*_{\text{max}} = 1,24$), что отражает накопление кумулюсного плагиоклаза. Содержание редкоземельных элементов увеличивается в траппах 3 типа (сумма REE 98-150 ppm). Для них свойственен более крутой наклон трендов распределения и отношение $(\text{La/Yb})_n$ увеличивается до 2,5-4,8, в отдельных случаях фиксируется европиевый минимум. Для всех типов долеритов характерна слабая дифференциация трендов распределения HREE - $(\text{Gd/Yb})_n = 1,1-1,5$. На вариационных и мультикомпонентных диаграммах спектры составов долеритов 3 типа демонстрируют обогащение наиболее несовместимыми элементами Rb, Ba, Th, U и самые значительные содержания Zr, Hf, Ta, Nb, Y. Минимальные содержания этих элементов установлены в низкотитанистых долеритах 2 типа. Для всех исследуемых типов магматитов характерно наличие в разной степени проявленного Nb-Ta минимума, что при отношениях $(\text{Nb/La})_{\text{pm}} < 1$ и $(\text{Nb/Th})_{\text{pm}} < 1$, может свидетельствовать о вовлечении корового компонента в магматические процессы. Ярво выраженный стронциевый максимум в базитах 2 типа, наряду с европиевым максимумом, по-видимому, связан с раннемагматическим (докамерным) фракционированием плагиоклаза.

Полученные новые данные по широкому спектру микроэлементов дают возможность провести сравнение геохимического состава траппов восточной части Тунгусской синеклизы и других районов Сибирской платформы. На спайдер-диаграмме (рис. 2) тренд долеритов 1 типа восточной части Тунгусской синеклизы близок спектрам долеритов интрузива, вскрытого скв. Кт-1 (западная часть синеклизы) [1], покровных базальтов (центральная часть синеклизы) [3] и долеритов силлов Толстомысовского, Падунского, Тулунского из южной части Сибирской платформы [2, 6].

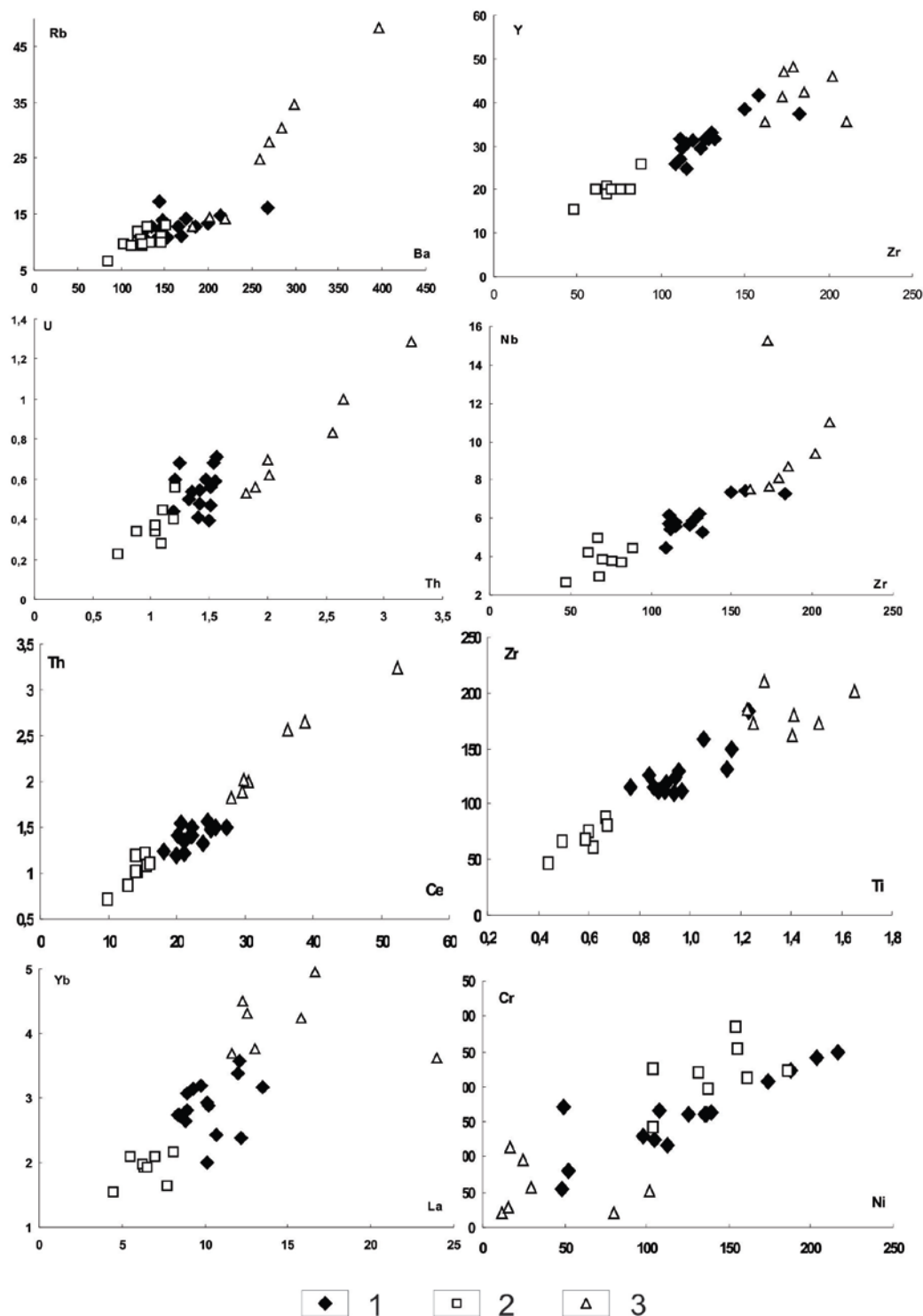


Рис. 1. Вариационные диаграммы соотношений микроэлементов в петрохимических типах траппов восточной части Тунгусской синеклизы: петрохимические типы: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий.

Отношение $(La/Yb)_n$, варьирует в узких пределах 2,10-2,73, подчеркивая однотипность распределения редкоземельных элементов в сравниваемых базитах. Близки они и по содержанию как крупноионных литофильных элементов Rb, Ba, Sr, так высокозарядных – Zr, Nb, Hf, Y, Th, U. Распределение REE и HSFE, в долеритах 2 типа практически совпадает с таковым для долеритов, вскрытых скв. Гф-4 в западной части

Тунгусской синеклизы [1]. Только для долеритов 2 типа и долеритов скв. Гф-4 характерен стронциевый максимум. Ближе к тренду распределения несовместимых элементов долеритов 3 типа расположен спектр пород Усольского силла (южная часть) [2]. Долериты интрузивов и базальты покровного типа Тунгусской синеклизы [3] резко отличаются от вулканитов северо-западной и северной её частей (Енисейско-Хатангская рифтовая структура) и погребенных рифтогенных структур Западно-Сибирской плиты [3]. Основное отличие их в обогащении производных рифтогенного магматизма LREE и как следствие высоком отношении $(La/Yb)_n = 6,1-4,1$. Не менее значительно они превосходят остальные базиты по содержанию легкоподвижных элементов Rb, Ba, Sr, а также Th, U, Zr. Для сравнения с графиками континентальных базитов приведены тренды распределения редких и редкоземельных элементов океанических платобазальтов [7]. Спектры распределения REE в низкотитанистых долеритах 2 типа со значениями $(La/Yb)_n = 2,55$ и $(La/Sm)_n = 1,76$ почти совпадают со спектром обогащенных платобазальтов срединно-океанических хребтов E-MORB с $(La/Yb)_n = 1,91$ и $(La/Sm)_n = 1,56$ [7]. Наблюдается близость их трендов по Zr, Hf, Ti, но у базальтов E-MORB нет Nb-Ta минимума, в них более низкое содержание LILE. Базальты OIB обогащены относительно траппов наиболее некогерентными элементами – LILE, HSFЕ и LREE, их спектр сдвинут в сторону низких содержаний HREE.

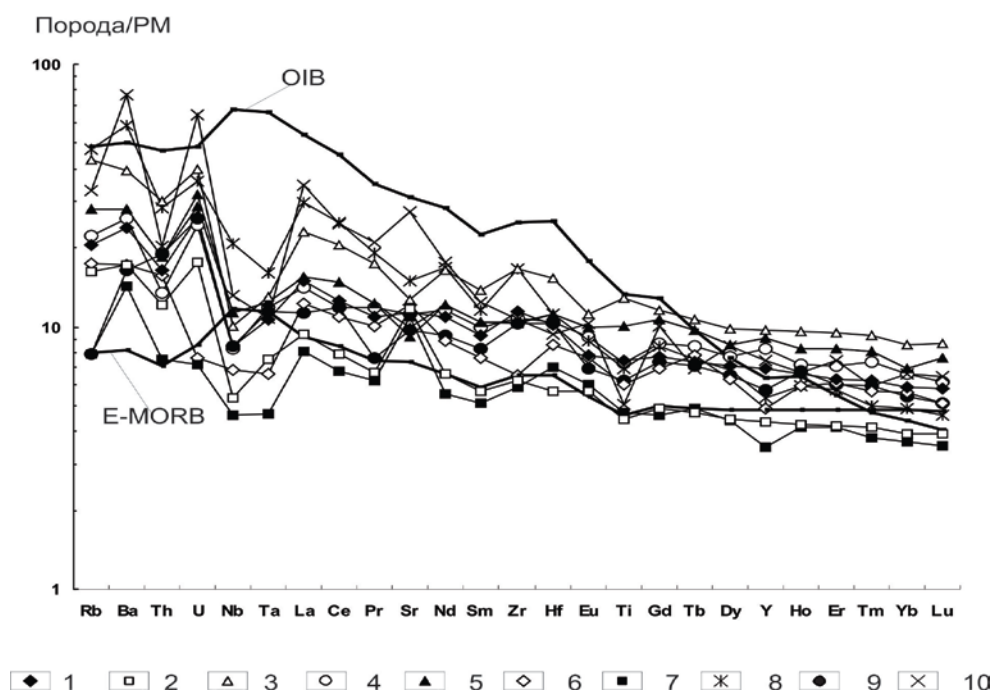


Рис. 2. Распределение редких элементов, нормированных к примитивной мантии [7] в траппах из разных регионов Сибирской платформы: среднее содержание элементов в петрохимических типах траппов восточной части Тунгусской синеклизы: 1– первый (14), 2 – второй (7), 3 – третий (5); силлы южной части: 4 – Толстомысовский, Падунский, Тулунский (5) [2, 6]; 5 – Усольский (4) [2]; Онецкий интрузивный комплекс, западная часть Тунгусской синеклизы [1]: 6 – скв.Кт-1 (4); 7 – скв.Гф-4 (1); базальты Тунгусской синеклизы [3]: 8 – рифтогенный этап (398), 9 – покровный этап (684); 10 – базальты Западной Сибири (51) [3]. Данные для OIB и E-MORB по [7]. В скобках – число анализов.

Таким образом, установлено, что в сложении траппов Тунгусской синеклизы участвуют три петрохимические группы базитов. Все они четко различаются между собой не только по содержанию петрогенных компонентов, но ещё более значимо по комплексу редких элементов. Для всех исследованных интрузивных траппов характерно слабо фракционированное распределение REE, незначительная или отсутствующая аномалия европия, отчетливо выраженный на спайдер-диаграммах Nb-Ta минимум. Учитывая мощность события (объемы и площадь распространения траппов), внедрение последовательных порций базитового расплава с однотипной геохимической специализацией для конкретных фаз по всей территории, свидетельствует лишь о том, что для всех траппов Тунгусской синеклизы был один родоначальный магматический очаг и появление трех установленных типов траппов связано с преобразованием магмы в этом очаге. Об этом свидетельствует также наличие отчетливой корреляции между несовместимыми элементами и компактное расположение точек долеритов отдельных геохимических типов (рис. 1).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 09-05-98534).

Литература

1. Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Гора М.П. Онецкий интрузивный комплекс – новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 395-409.
2. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Эрнст Р., Мазуров А.М., Писаревский С.А., Ухова Н.А. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1222-1239.
3. Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика // Автореф. дис. д-ра геол.-мин. Наук. Иркутск, 2004.
4. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука. 1979.
5. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г., Сунцова С.П., Копылова А.Г., Убинин С.Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 19-24.
6. Ivanov Alexei V., He Huaiyu, Yang Liekun, Nikolaeva Irina V., Paleskii Stanislav V. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 35. P. 1-12.
7. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

КЛИВАЖНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Ф.Ф. Третьяков

*Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск; e-mail: geo@yakutia.ru*

Пликвативные дислокации Верхоянского складчато-надвигового пояса нередко сопровождаются формированием кливажа. Их сочетание составляет широко известный структурный парагенез “складка-кливаж”. Однако в этом парагенезе роль кливажа рассматривается всегда относительно складок, но никогда наоборот, предполагая,

видимо, что кливаж, формирующийся на уровне обломочных зерен породы [4], не представляет собой структуру, которая может быть приравнена складчатости по масштабам возникновения и распространения. Тем не менее, зоны с преимущественно кливажными деформациями существуют и имеют региональное распространение, что обусловлено, прежде всего, литологическим фактором.

Кливаж формируется главным образом в глинистых отложениях, которые в осадочном разрезе переслаиваются с более вязкими слоями или же слагают мощные пачки и толщи. В первом случае, когда в контрастной по составу и деформационным свойствам осадочной толще в глинистых слоях среди песчаников возникает пластовый кливаж, то он лишь ассоциирует с главным господствующим типом деформаций - складчатостью. Во втором случае, когда интенсивный сплошной кливаж полностью пронизывает всю толщу глинистых пород, которая характеризуется значительной мощностью и площадным распространением, то в ней уже кливаж, а не складчатость (хотя она и присутствует) является господствующим структурным элементом и отражает проявление деформации кливажа или деформации продольного укорочения (сплющивания) в процессе продольного сжатия. Такие крупные по объему кливажированные глинистые (черносланцевые) толщи в осадочном разрезе Верхоянского складчато-надвигового пояса располагаются на разных стратиграфических уровнях, формируя особые структурные ярусы из кливажных деформаций, которые отличаются по типу нарушений от выше и ниже лежащих контрастных по составу осадочных толщ дислоцированных в складчато-надвиговые структуры.

Наиболее отчетливо кливажный структурный ярус выделяется в пределах Южно-Верхоянского синклиория (рис.). Он приурочен к среднекаменноугольно-нижнепермским черносланцевым (глинистым) отложениям общей мощностью 4500-5900 м, слагающих западное крыло синклиория и основание осадочного разреза верхоянского комплекса. Протяженность выхода глинистой толщи на дневную поверхность в долготном направлении составляет около 350 км, ширина 80 км на юге и 20 км на севере. Эти отложения повсеместно пронизаны интенсивным сплошным кливажем, который является господствующей структурой и часто вуалирует элементы стратификации и складок. По происхождению этот главный кливаж S_1 относится к тектоническим структурам раннего этапа позднемезозойских деформаций. Микролитоны его в основном ровные, тонкие, параллельные, углы наклона поверхностей крутые. В зонах смятия, а также вне их, кливаж S_1 согласен осевым плоскостям одновозрастных складок F_1 . Нередко кливаж S_1 расчленяет прослой глинистых песчаников на разной формы будины и муллион-структуры. Пласты массивных песчаников мощностью 1-4 м, среди основной кливажированной глинистой массы, не затронуты кливажем, но раздроблены, пронизаны жилами кварца, в некоторых случаях нарушены надвигами. Простираение структур кливажа S_1 и одновозрастных с ним складок F_1 северо-восточное, что не совпадает с общим долготным направлением Южно-Верхоянского синклиория. Следовательно, продольное сжатие и укорочение сильно кливажированной глинистой толщи синклиория происходило в не широтном, а в северо-западном направлении.

Этот кливажированный черносланцевый горизонт среднекаменноугольно-нижнепермских отложений в восточном направлении погружается под центральную зону синклинория и подстилает контрастные по составу осадочные толщи верхней перми – нижней юры мощностью более 5000 м, которые характеризуются складчато-надвиговыми дислокациями. Соответственно, в вертикальном разрезе пород верхоянского комплекса, слагающих синклинорий, отчетливо выделяются два структурных яруса с разными морфо-кинематическими типами деформаций. Нижний ярус (отложения среднего карбона – нижней перми) представлен развитием сплошного кливажа, сформированного в толще однородных черносланцевых пород в процессе деформации продольного укорочения и сплющивания. Верхний ярус (отложения верхней перми – нижней юры), который состоит из складчато-надвиговых структур возникших в результате срывов и надвигов в неоднородной по составу и деформационным свойствам осадочной толще.

На востоке Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис.) в пределах Кулар-Нерского сланцевого пояса [6] кливажные структурные ярусы располагаются на пермском и триасовом стратиграфических уровнях. В центральной части сланцевого пояса верхнетриасовые норийские черносланцевые отложения (2500-3000 м) участвуют в строении зоны Адыча-Тарынского разлома и, расположенной к северо-востоку от него Ниткан-Тобычанской структурно-формационной зоны. Интенсивно кливажированные в процессе позднемезозойской коллизии глинистые толщи обеих зон, вскрываются северо-западной полосой шириной 30-40 км на протяжении более 300 км от левого бережья р. Индигирка до устья р. Эльгенджа (правый приток р. Делакаг).

Строение указанных зон неоднородное. В зоне Адыча-Тарынского разлома выделяются три генерации складок и кливажа, из которых главный сплошной кливаж относится ко второй генерации S_2 , а в Ниткан-Тобычанской зоне интенсивный кливаж S_1 и сжатые складки F_1 , представлены одной генерацией. Микролитоны сплошного кливажа (называемого иногда сланцевым) в обеих зонах ровные, тонкие, толщиной от миллиметра до первых сантиметров. Наклоны поверхностей кливажа крутые (до вертикальных), простираение северо-западное. В ассоциации с одновозрастными складками кливаж S_1 и S_2 параллелен их осевым поверхностям. Такое сочетание структур хорошо выражено в Ниткан-Тобычанской зоне перед фронтом Чаркы-Индигирского надвига. Здесь, наряду со сплошным кливажем, маскирующим элементы слоистости, глинистые отложения нория деформированы в мелкие сжатые складки (до изоклинальных форм) шириной до первых сотен метров. Развитие бескорневой мелкой складчатости со сплошным кливажем осевой плоскости S_1 позволяет предполагать, что этот складчато-кливажный парагенез формировался в процессе продольного сжатия и укорочения. Сильно сжатые складки свидетельствуют о том, что степень деформации продольного укорочения (сплющивания) черносланцевой толщи выше, чем это было бы при проявлении только интенсивного кливажа. Северо-восточная часть этого кливажированного черносланцевого Ниткан-Тобычанского структурного яруса перекрыта надвинутыми на него по Чаркы-Индигирскому надвигу тектоническими структурами Иньяли-Дебинского синклинория.

Структурные ярусы из сильно кливажированных глинистых толщ пермского и триасового возраста наблюдаются в северной и южной зонах Кулар-Нерского сланцевого пояса (рис.). Интенсивный (до рассланцевания) кливаж с крутонаклонными плоскостями установлен повсеместно в черносланцевых толщах перми и нижнего триаса Аян-Юряхского антиклинория [5] или зоны. В Куларской зоне строение структурного кливажного яруса отличается от всех выше описанных. Здесь пологий сплошной кливаж составляет структурный парагенез с крупными лежащими антиклиналями [6]. Опрокинутые слои с пологим интенсивным сквозным кливажем устанавливаются также в черносланцевых отложениях нижнего карбона – нижней перми вдоль всего западного крыла крупной Тиксинской антиклинали [5, 6] Хараулахской зоны (рис.). Такие неординарные структурные парагенезы формировались в результате проявления главной стадии позднемезозойской складчатости, когда в деформации вовлекались осадочные толщи всего верхоянского комплекса, в том числе кливажированные глинистые горизонты, со смятием их в нормальные и опрокинутые региональные складки.

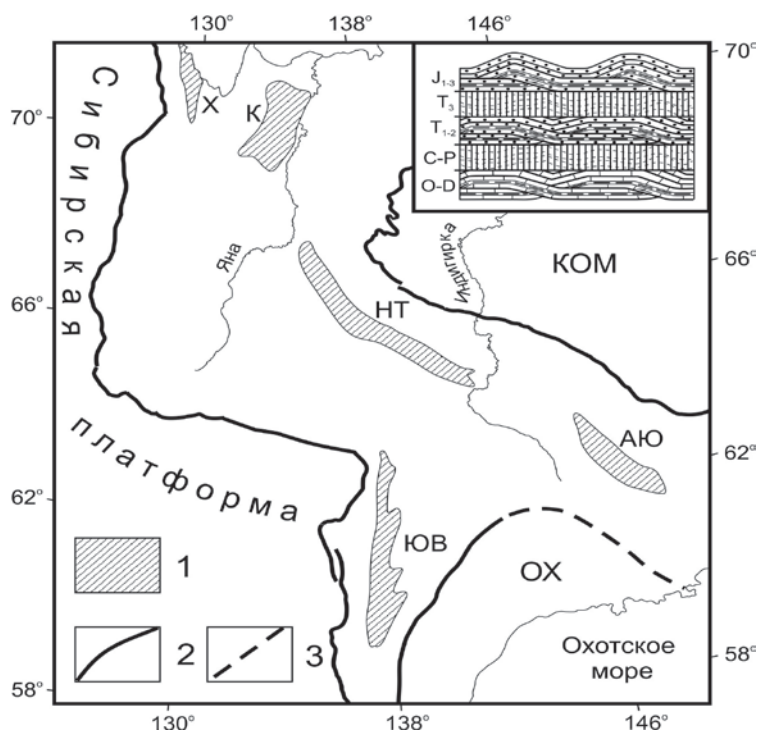


Рис. Схема распространения интенсивно кливажированных черносланцевых толщ в Верхоянском складчато-надвиговом поясе.

1 – кливажированные черносланцевые зоны. ЮВ – Южно-Верхоянская, Х – Хараулахская. Кулар-Нерский сланцевый пояс: К – Куларская, НТ – Ниткан_Тобычанская, АЮ – Аян-Юряхская. Разломы: 2 – достоверные, 3 – предполагаемые. Мегаблоки: КОМ – Колымо-Омолонский, ОХ – Охотский.

На врезке: Принципиальная схема размещения складчато-надвиговых (О-Д, Т₁₋₂, J₁₋₃) и кливажных (С-Р, Т₃) структурных ярусов в вертикальном разрезе складчатого пояса.

Одной из важных особенностей черносланцевых толщ является расположение в них крупных золоторудных месторождений. Однако черносланцевые толщи в пределах

складчатого пояса, как было показано выше, оказываются, как правило, очень сильно кливажированы (рассланцованы) и слагают кливажные структурные ярусы. В действительности при геологических исследованиях и картировании разного масштаба, в том числе районов крупных золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса - Нежданинское, Наталкинское и др., кливаж практически не изучается [2, 3]. В других регионах, например, золотое месторождение Сухой Лог [1], структура кливажа, в лучшем случае, оценивается как факт, хотя серии кливажных зон (между микролитами) нередко содержат рудные компоненты. Кливаж, как структура синхронная складкообразованию, используется для решения разного рода геологических задач. Во-первых, для: а) определения нормального или опрокинутого залегания слоев; б) установления последовательности образования многократных деформаций; в) определения направления латерального сжатия; г) установления относительных глубин (термодинамических условий), на которых происходит формирование тех или иных типов тектонических деформаций. Во-вторых, с образованием кливажа, черносланцевые толщи испытывают значительные деформации продольного укорочения, составляющие примерно 20%, с миграцией растворенного вещества пород вдоль множества кливажных зон [4]. Это означает, что в сильно кливажированных черносланцевых толщах, пятая часть их объема, совместно с содержащимися в них частичками дисперсного золота и других минеральных компонентов, поступившими с терригенным материалом и органическими остатками в данный бассейн осадконакопления, растворяется, выносится и переотлагается в ней самой или в смежных осадочных толщах. С этой точки зрения возникает вопрос, в какой мере способствует (или нет) образование интенсивного сплошного кливажа в огромных по объему глинистых отложениях на формирование золоторудных месторождений черносланцевого типа.

Литература

1. Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и Геофизика, 2006. Т.47. №3. С. 315-341.
2. Гамянин Г.Н., Бортников А.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС. 2000.
3. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров А.С. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ, 2002.
4. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ. 2005.
5. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. - М.: Наука, 1979.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ОКРАИН КРАТОНОВ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО И АРКТИДЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКО-АЛЯСКИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Н.И. Филатова

Геологический институт РАН, filatova@ilran.ru

В расшифровке фанерозойских деформаций, осложнивших восточную окраину Северо-Азиатского кратона, первостепенная заслуга принадлежит В.С. Оксману, Л.М. Парфенову, С.М. Сосунову, С.М. Тильману, А.И. Ханчуку [2, 5 - 7, 9]. Исключительной важности разработки, проводившиеся под руководством Л.М. Парфенова, ценны тем, что в ходе их впервые была создана обоснованная и логично построенная схема тектонического районирования востока Азии, которая предварялась уточнением содержания использованных терминов тектонического и геодинамического плана [6]. Специфика дислокаций, возникших в мезозое на восточном крае Северо-Азиатского кратона и их генетическая связь с синхронным формированием структур мезозоид в Верхояно-Колымском регионе, была обстоятельно рассмотрена в [7]. Однако оставался дискуссионным вопрос восточного и особенно северного – в пределах Циркумполярной области – продолжения и характера ограничения мезозоид, как и вопрос причин столь интенсивной их дислоцированности, включая край Северо-Азиатского кратона. Решить эти вопросы удалось благодаря проведенным в последние годы в Арктике геологическим, буровым и геофизическим работам [1, 3, 4, 12 и ссылки в них]. Синтез результатов этих исследований был осуществлен в рамках Проектов ОНЗ РАН в течение 2004-2011 гг., а итоговыми документами, составлявшимися в ГИН РАН под непосредственным руководством В.Е. Хаина, явились Тектоническая карта Восточной Арктики [8] и объяснительная записка к ней [11].

Верхояно-Чукотско-Аляскинский позднеюрский-среднемеловой орогенный пояс (мезозоиды) располагается между докембрийскими кратонами – Северо-Азиатским и Арктида (рис. 1). Этот пояс, возникший в результате межконтинентальной коллизии, имеет сложную конфигурацию, но в целом обладает симметричным дивергентным строением и зональностью. Он включает несколько орогенных систем, различающихся в формационном отношении и степенью дислоцированности. Наиболее интенсивно дислоцированная внутренняя часть орогенного пояса образована Верхояно-Колымской-Ангаючам покровно-надвиговой системой, маркирующей бывшее океаническое пространство мезозойского залива Пацифика. Внешним ее ограничением является коллизионная сутура, в меловое время расчлененная на ряд сегментов (см. рис. 1): Колымской Петли, Южно-Аньюйский, Чукотский, Кобук. С внешней стороны к сутуре примыкают периферические части пояса, представляющие собой опущенные и деформированные при мезозойском орогенезе краевые части кратонов Северо-Азиатского и Арктиды (см. рис. 1). Дислокации края Северо-Азиатского кратона выделены [6, 7 и др.] в Верхоянскую складчато-надвиговую систему. А

дислоцированный край Арктиды (с фрагментами байкалид и каледонид [10]) выделен в качестве Новосибирско-Чукотско-Бруксовской складчато-надвиговой системы [8, 11]. Обе эти периферические системы мезозоид с внешней стороны обрамляются системами фронтальных надвигов (см. рис. 1), сопровождающихся симметрично расположенными краевыми прогибами – Приверхоянским в пределах Северо-Азиатского кратона и Колвилл-Восточно-Чукотским по краю Арктиды. Верхояно-Чукотско-Аляскинский орогенный пояс имеет дивергентное строение: он образован веерообразно расходящимися системами тектонических пластин и чешуйчато-надвиговых структур, вергентность которых направлена в сторону обрамляющих континентов – Северо-Азиатского и Арктиды (рис. 2).

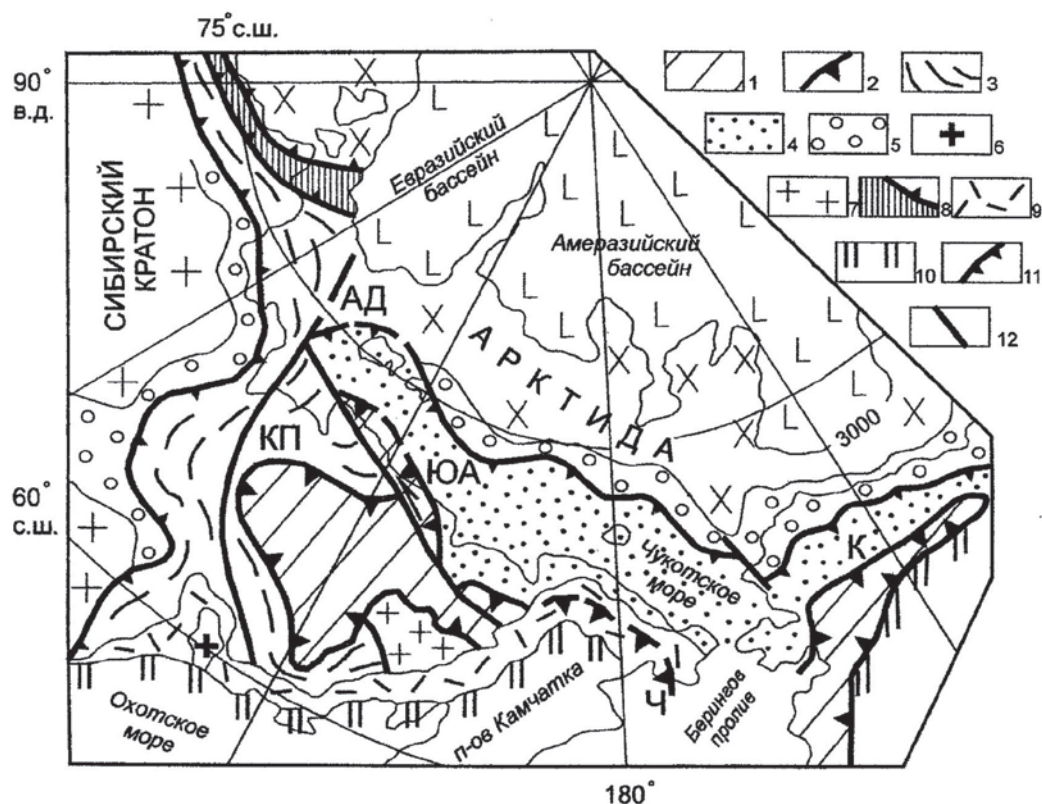


Рис. 1. Схема тектонического районирования Северо-Азиатского и Восточно-Арктического регионов. 1- 4 – Верхояно-Чукотско-Аляскинский позднеюрский-среднемеловой (позднекеммерийский) орогенный пояс: 1 – Верхояно-Колымская-Ангаючам коллизонная покровно-надвиговая система (а – преимущественно окраинно-морские, островодужные, океанические комплексы среднего палеозоя-раннего мела, б – то же с преобладанием офиолитов), 2 – коллизонная сутура (сегменты: КП – Колымской Петли, ЮА – Южно-Аноийский, Ч – Чукотский, К – Кобук), 3 – Верхоянская складчато-надвиговая система (деформированный край Северо-Азиатского (Сибирского) кратона), 4 – Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-надвиговая система (деформированный край герцинской Пангеи с преобладающим распространением докембрийского кратона Арктида, а также с блоками байкалид и каледонид); 5 – фронтальные краевые синнадвиговые прогибы Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса; 6 – Омолонская докембрийская микроплита; 7 – Охотская докембрийская микроплита; 8 – Центрально-Таймырская зона герцинид; 9 – Охотско-Чукотский позднеальбский-кампанский окраинно-континентальный магматический пояса; 10 – Охотско-Корякский среднемеловой орогенный пояс (с ограничивающим Юдома-Алучинским (ЮА) фронтальным надвигом); 11 – системы крупных надвигов; 12 – сдвиги (АД – Адыча-Тарынский).

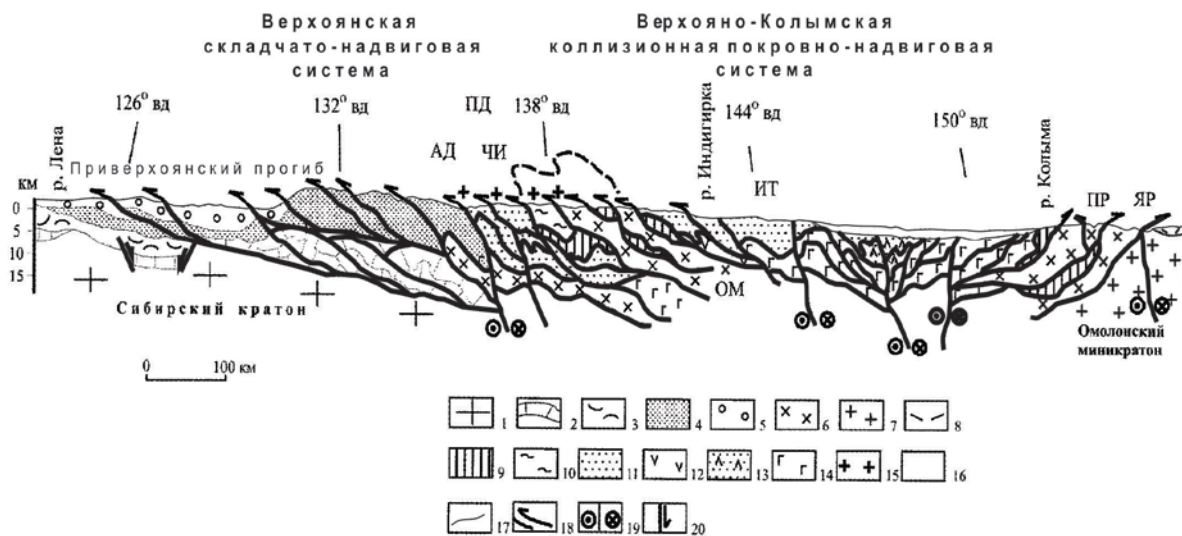


Рис. 2. Схематический геологический профиль через западную часть Верхояно-Чукотско-Аляскинского позднеюрского-среднемелового орогенного пояса, по линии восточная окраина Северо-Азиатского (Сибирского) кратона – коллизионный шов Колымской Петли – Омолонский миникратон (примерно вдоль широты Полярного круга, меридианы указаны на профиле); составлен с использованием материалов [2, 3, 5-9].

1–5 – Северо-Азиатский (Сибирский) кратон: 1 – кристаллический фундамент, 2 – неопротерозойские-нижнепалеозойские карбонатные породы чехла, 3 – среднедевонские-нижнекаменноугольные осадочно-вулканогенные рифтогенные образования, 4 – каменноугольно-пермские терригенные породы верхоянского комплекса (деформированные в пределах Верхоянской складчато-надвиговой системы), 5 – верхнеюрские-нижнемеловые терригенные отложения Приверхоянского краевого прогиба; 6 – пластины и блоки-отторженцы Сибирского кратона с палеозойским терригенно-карбонатным чехлом: Омулёвский (ОМ), Приколымский (ПР); 7 – Омолонский миникратон с чехлом рифейских-мезозойских отложений; 8 – бимодальная ассоциация вулканитов среднего-позднего девона (кедонская серия); 9–15 – образования коллизионного шва Колымской Петли: 9 – нижнепалеозойские офиолиты, 10 – верхнепалеозойские-среднеюрские кремнисто-терригенно-вулканогенные породы океанического и (или) окраинноморского генезиса (Нагонджинская пластина), 11 – юрские терригенные и туфогенно-терригенные породы окраинноморского и преддугового генезиса, частично подножий континентального склона (ПД–Полоусненско-Иньяли-Дебинская пластина, ИТ–Ильинь-Тасская синформа), 12 – юрские островодужные вулканиты, 13 – палеозойские и мезозойские островодужные и окраинноморские вулканогенно-терригенные комплексы нерасчленённые, 14 – палеозойские и мезозойские комплексы офиолитов нерасчленённые "корневой" зоны сутуры Колымской петли (маркируется интенсивной положительной магнитной аномалией [3]), 15 – зона позднеюрско-раннемелового метаморфизма, гранитизации и мигматизации (знак над профилем); 16 – меловые-кайнозойские вулканогенные и терригенные породы нерасчленённые; 17 – граница стратиграфическая и интрузивная; 18 – надвиги (стрелка указывает направление перемещения), пунктирная линия обозначает подошву шарьяжа палеозойско-мезозойских офиолитов во внешней зоне сутуры Колымской Петли; 19 – сдвиги (кружочек с точкой–движение к наблюдателю, с крестом–от наблюдателя); 20 – сбросы (стрелка указывает направление перемещения). Разломы: Адыча-Тарынский (АД), Чакры-Индигирский (ЧИ), Ярхондонский (ЯР)

Во внутренней Верхояно-Колымской-Ангаючам системе тектонически совмещены базит-гипербазитовые и вулканогенно-кремнисто-терригенные океанические, окраинноморские и островодужные комплексы широкого возрастного диапазона – от кембрия до поздней юры включительно. Эта ассоциация пород (со значительным объемом магматических образований), участвующая в строении мезозойских

тектонических покровов (см. рис. 2), отчетливо выделяется в виде петлеобразных конформных полосовидных положительных аномалий (ΔT), а максимальной интенсивности [3].

На восточном крае Северо-Азиатского кратона в пределах Верхоянской системы сформировался ряд тектонических зон, образованных осадочными породами, степень глубоководности накопления и деформированности которых возрастает в восточном направлении. Для них характерна покровно-надвиговая структура с многочисленными субгоризонтальными срывами. Наиболее восточная из этих зон сложена морскими шельфовыми обломочными породами (до 15 км мощности) карбона, перми, триаса и юры (верхоянский комплекс) [7]. Погружающийся в восточном направлении кристаллический фундамент отделен от осадочного чехла системами субгоризонтальных срывов (см. рис. 2).

Хотя обычно Адыча-Тарынский разлом считается восточной границей Верхоянской системы, однако погруженный край континентальной коры простирается, видимо, и восточнее, ограничиваясь Чаркы-Индибирским надвигом (см. рис 2).

Между двумя этими разломами располагается зона зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма, включающая пояс коллизионных гранитоидов с возрастом 150-134 млн. лет [7]. Со стороны кратона к Верхоянской системе примыкает Приверхоянский краевой прогиб, образованный верхнеюрскими-меловыми отложениями мощностью до 7 км [7].

На примыкающем к коллизионной сuture крае докембрийской Арктиды размещается Новосибирско-Чукотско-Бруксовская складчато-надвиговая система мезозоид, характеризующаяся северной вергентностью структур. В нижней части здесь располагаются чешуйчато-надвиговые структуры деформированного шельфового чехла Арктиды, которые перекрываются аллохтонными покровами палеозой-мезозойских офиолитовых и островодужных комплексов [12 и др.]. В этой орогенной системе (подобно Верхоянской) выделяются внутренняя Чукотско-Аляскинская зона с коллизионными гранитоидами и зонами метаморфизма и внешний фронт надвигов, к которому примыкает цепочка меловых синорогенных краевых прогибов (включая бассейн Колвилл). Вовлеченным в мезозоиды деформированным краям кратонов с существенно терригенным осадконакоплением соответствуют отрицательные магнитные аномалии [3], что резко отличает их от внутренней, офиолитсодержащей части Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса.

Полученные материалы свидетельствуют о том, что мезозойские дислокации востока Северо-Азиатского кратона не носили узко региональный характер и не были результатом чисто локального тектогенеза. Окраина этого кратона, равно как и край докембрийской Арктиды, в конце палеозоя-мезозое составляли континентальное ограничение обширного Алазейско-Южно-Анюйского-Ангаючам залива Пацифика, испытав погружение и мощное терригенное осадконакопление. Чешуйчато-надвиговые дислокации в них начали возникать с началом закрытия залива Пацифика, по крайней мере, с юры, синхронно с оформлением Верхояно-Чукотско-Аляскинского орогенного пояса в целом, что было инициировано конвергенцией двух вышеупомянутых кратонов.

Завершение коллизионных процессов при столкновении кратонов Северо-Азиатского и Арктиды приходится на рубеж поздней юры-мела. Индикаторами окончания оформления мезозойд является возникновение зон метаморфизма и гранитизации, а также обрамляющих краевых прогибов (см. рис. 1), дипоцентры которых во времени (от конца юры до альба) смещались от краевых частей в более внутренние территории столкнувшихся кратонов, приобретая чешуйчато-надвиговую структуру. Важно подчеркнуть глобальный характер причин закрытия позднепалеозойско-мезозойского залива Тихоокеана с формированием зонально построенного орогена мезозойд. Этот коллизионный процесс происходил на фоне раскрытия Канадского, наиболее древнего, бассейна современного Северного Ледовитого океана и среднемиловых коллизионно-аккреционных событий по периферии Тихоокеана [10,11].

Литература

1. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обмаления Тихого океана / Автореф. дисс... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004.
2. Геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1: 500000. Городинский М.Е., Сосунов Г.М. редакторы. М.: Мингео СССР, 1985.
3. Карта аномального магнитного поля (ΔТ)а России и примыкающих акваторий. Масштаб 1: 5000000. Петров О.В., Морозов А.Ф., Лепилин А.В. и др. редакторы. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.
4. Косьюк М.К. Террейны Восточно-Арктического шельфа России // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 1. С. 71-74.
5. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии) / М.: ГЕОС, 2000.
6. Парфёнов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Парфёнов Л.М., Кузьмин М.И. редакторы. М.: МАИК "Наука / Иртерпериодика", 2001.
8. Тектоническая карта Восточной Арктики. Масштаб 1: 2500000. Хаин В.Е. ред. М.: ГИН РАН. Новосибирск: ИНГТ СО РАН, 2011.
9. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Масштаб 1: 5000000. М.: Комитет по геодезии и картографии РФ, 1992.
10. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона // Геотектоника. 2010. № 3. С. 3-29.
11. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009.
12. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician / Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. Boulder, USA: Geol. Soc. Amer., 2002. P. 333-358.

ДЖЕРФИШЕРИТ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

И.С. Шарыгин, А.В. Головин, Н.П. Похиленко

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия;
e-mail: igor.sharygin@gmail.com*

Джерфишерит – хлорсодержащий калиевый сульфид ($K_6Na(Fe,Ni,Cu)_{24}S_{26}Cl$), является весьма распространенным акцессорным минералом в мантийных ксенолитах из кимберлитов [1, 2]. Тем не менее, происхождение этого сульфида в нодулях до сих

пор остается дискуссионным и в основном связывается с замещением первичных Fe–Ni–Cu-сульфидов при взаимодействии ксенолитов с обогащенным K и Cl гипотетическим расплавом/флюидом. В связи с этим в настоящей работе представлены результаты детального изучения состава и морфологии джерфишерита из представительной коллекции (22 образца) наиболее глубинных мантийных ксенолитов – гранатовых деформированных перидотитов, отобранных из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Сибирская платформа). Температуры и давления последнего равновесия ксенолитов деформированных перидотитов составляют 1200-1400 °C и 60-75 кбар.

Джерфишерит является преобладающим сульфидным минералом в изученных ксенолитах деформированных перидотитов. По морфологическим особенностям, пространственному распределению и характеру взаимоотношения с породообразующими и другими акцессорными минералами ксенолитов было выделено **четыре типа** джерфишерита [1].

Джерфишерит 1 типа (Рис. 1А) располагается по периферии полисульфидных глобул в породообразующих минералах, окаймляя Fe–Ni–Cu-сульфиды, представленные халькопиритом, пентландитом и пирротинном. Полисульфидные глобулы, в которых установлен джерфишерит, пересекаются трещинами, проходящими через весь минерал-хозяин, а изолированные глобулы состоят только из Fe–Ni–Cu-сульфидов, что свидетельствует о более позднем происхождении джерфишерита относительно Fe–Ni–Cu-сульфидов. Взаимоотношения минералов внутри глобул указывают на то, что джерфишерит образовывался за счет замещения Fe–Ni–Cu-сульфидов.

Джерфишерит 2 типа (Рис. 1Б) формирует каймы вокруг крупных (до 300 мкм) полисульфидных обособлений в интерстициях ксенолитов. Fe–Ni-сульфиды в интерстициях представлены тесной ассоциацией пентландита и пирротина. Взаимоотношения между сульфидными минералами в таких полисульфидных обособлениях указывают на замещение Fe–Ni-сульфидов джерфишеритом.

Джерфишерит 3 типа (Рис. 1В) образует отдельные, размером до 50 мкм, ограненные и полугограненные, реже ксеноморфные зерна в интерстициях ксенолитов. Джерфишерит этого типа пространственно не связан с крупными обособлениями Fe–Ni-сульфидов и находится в тесной ассоциации с такими интерстиционными минералами, как оливин, монтчеллит, клинопироксен, содалит, флогопит, тетраферрифлогопит, гумит, минералы группы шпинели (хромит и магнетит), перовскит, апатит и карбонат кальция.

Джерфишерит 4 типа (Рис. 1Г) присутствует в качестве дочерней фазы во вторичных расплавных включениях во всех породообразующих минералах ксенолитов. Кроме джерфишерита, во включениях были диагностированы силикаты, магнетит, перовскит, апатит, карбонаты (в том числе содержащие щелочи и хлор), щелочные сульфаты, хлориды и сульфиды (пирротин, пентландит и K–Fe-сульфид).

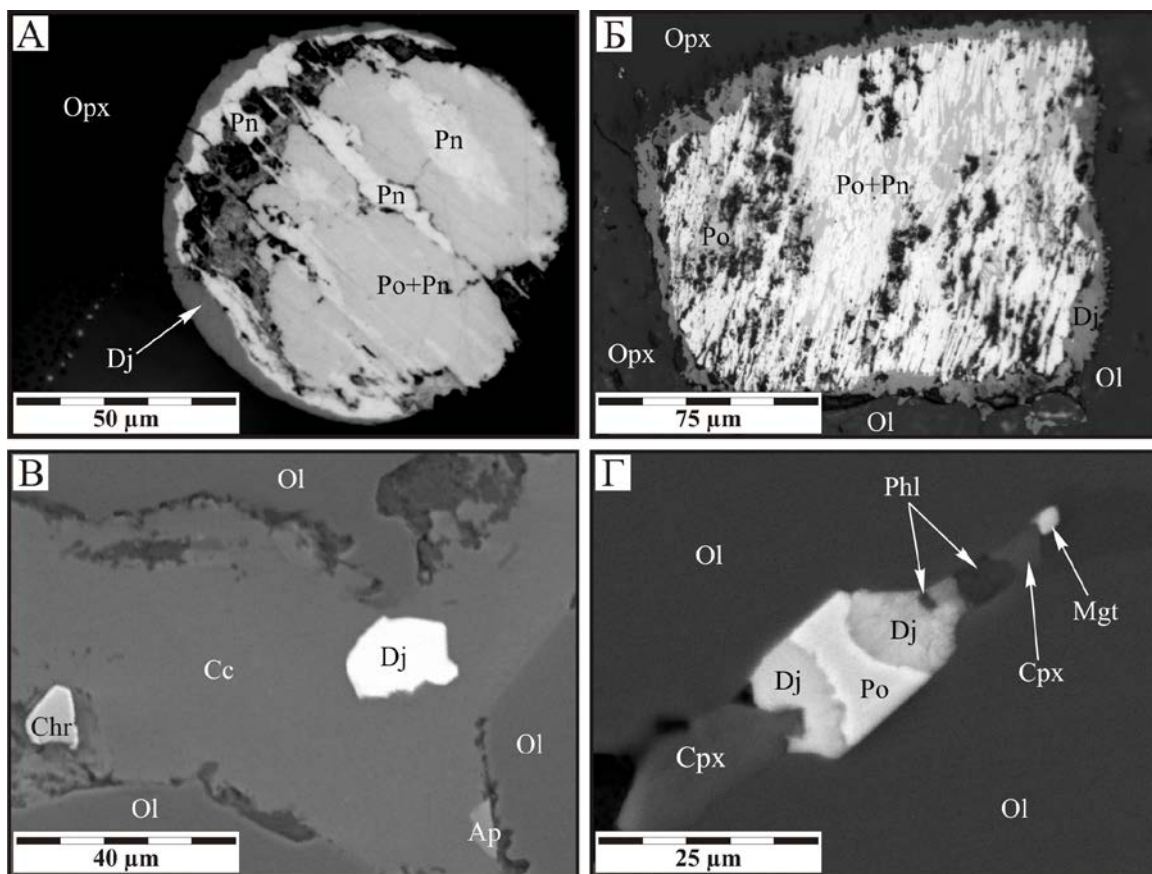


Рис. 1. Джерфишерит в мантийных ксенолитах из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная. А – джерфишерит 1 типа. Б – джерфишерит 2 типа. В – джерфишерит 3 типа. Г – джерфишерит 4 типа. Символы: Dj – джерфишерит, Po – пирротин, Pn – пентландит, Chr – хромит, Mgt – магнетит, Cc – карбонат кальция, Ap – апатит, Phl – флогопит, Cpx – клинопироксен, Ol – породообразующий оливин, Orx – породообразующий ортопироксен.

Составы всех типов джерфишерита из ксенолитов находятся в пределах области вариации составов джерфишерита из основной массы вмещающих кимберлитов. Главное различие в составах выделенных типов джерфишерита из ксенолитов заключается в том, что отдельные выделения джерфишерита (тип 3 и 4) являются менее никелистыми относительно джерфишерита 1 и 2 типов. Исходя из вариаций химического состава джерфишерита из полисульфидных включений и обособлений (тип 1 и 2), происходило как замещение более ранних Fe–Ni±Cu-сульфидов, так и их обрастание джерфишеритом. Высокое содержание никеля в джерфишерите 1 и 2 типов, вероятно, связано с преимущественным замещением пентландита из-за подобию структур.

Все минералы интерстиционных ассоциаций ксенолитов были установлены среди минералов основной массы вмещающих их кимберлитов. Минеральный состав раскристаллизованных расплавных включений в ксенолитах весьма близок составу расплавных включений во вкрапленниках и микрофенокристах оливина из кимберлитов трубки Удачная-Восточная. Приведенные выше факты, по нашему мнению, однозначно свидетельствуют о генетической связи джерфишерита из ксенолитов с вмещающими кимберлитами. Образование джерфишерита как в ксенолитах деформированных

лерцолитов из трубки Удачная-Восточная, так и в различных ксенолитах из других кимберлитовых трубок, связано с взаимодействием нодулей и кимберлитовых расплавов. Кристаллизация джерфшерита в виде отдельных зерен в интерстициях ксенолитов и в расплавных включениях происходила непосредственно из взаимодействовавшего с ксенолитами кимберлитового расплава. Джерфшерит, окаймляющий первичные Fe-Ni±Cu-сульфиды, образовался за счет их замещения в результате реакции с кимберлитовым расплавом.

Джерфшерит и парагенетически связанные с ним другие поздние акцессорные минералы в мантийных ксенолитах оказывают ощутимое влияние на химические характеристики этих пород, что необходимо учитывать при изучении мантийных нодулей и дальнейших различных реконструкциях, посвященных процессам преобразования мантийного вещества [1]. Кроме того, присутствие джерфшерита в полисульфидных выделениях свидетельствует о нарушении первоначальных изотопных отношений в сульфидной системе, что в последующем может привести к некорректным результатам Re-Os датирования [1].

Кимберлиты трубки Удачная-Восточная являются уникальным примером неизменных пород, химический состав основной массы которых может рассматриваться как наиболее близкий к исходному составу кимберлитового расплава в момент массовой кристаллизации. Изучение этих пород позволило установить, что кимберлитовые расплавы были обогащены щелочами и хлором мантийного происхождения [3-6]. Результаты изучения пород трубки Удачная-Восточная в какой-то мере противоречат устоявшимся парадигмам петрологии кимберлитов и поэтому наличие таких кимберлитов считается петрологическим парадоксом, тем более что эти породы являются пока единственным в мире примером кимберлитов такого состава. В некоторых работах предполагается, что обогащение неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная щелочами и хлором является либо результатом ассимиляции кимберлитовым расплавом соленосных отложений осадочного чехла Сибирской платформы, либо следствием взаимодействия кимберлитов с рассолами, наличие которых установлено в осадочных породах, вмещающих трубку Удачная. Бурением в районе трубки Удачная соленосные отложения не были обнаружены, но согласно некоторым палеогеографическим реконструкциям их присутствие возможно. Таким образом, вопрос об источнике и концентрациях щелочей и хлора в кимберлитовых расплавах является принципиальным и весьма дискуссионным.

Представленные в настоящей работе результаты и анализ литературных данных свидетельствуют о связи образования джерфшерита в ксенолитах с кимберлитовыми расплавами [1]. Поскольку появление джерфшерита в магматических породах отражает высокие концентрации хлора в расплаве в момент кристаллизации этого сульфида [2], присутствие джерфшерита в мантийных ксенолитах может служить индикатором высоких концентраций хлора в кимберлитовых расплавах, взаимодействовавших с мантийными ксенолитами. При этом, вмещающие ксенолиты породы могут быть обеднены хлором и не содержать других хлорсодержащих минералов по причине вторичных изменений. Среди основных концентраторов хлора в

неизмененных кимберлитах трубки Удачная-Восточная, хлориды и хлорсодержащие щелочные карбонаты являются водорастворимыми минералами. Очевидно, что сохранность этих минералов в кимберлитах в приповерхностных условиях маловероятна. Находки джерфшерита как в ксенолитах, так и основной массе кимберлитов, из трубок Куойкского поля (рис. 2), для которых исключены ассимиляция соленосных отложений или взаимодействие с рассолами [7], подтверждают мантийное происхождение хлора в кимберлитовых расплавах. Находки джерфшерита в разновозрастных кимберлитовых трубках из различных регионов мира (Россия (Рис. 2), Финляндии, Канада, Южная Африка) указывают на то, что в значительной части кимберлитовых расплавах были существенные концентрации хлора. Недавно опубликованные результаты изучения расплавных включений в оливинах из кимберлитов Канады и Гренландии также свидетельствуют о первоначальном обогащении кимберлитовых расплавах щелочно-хлоридным компонентом [8].

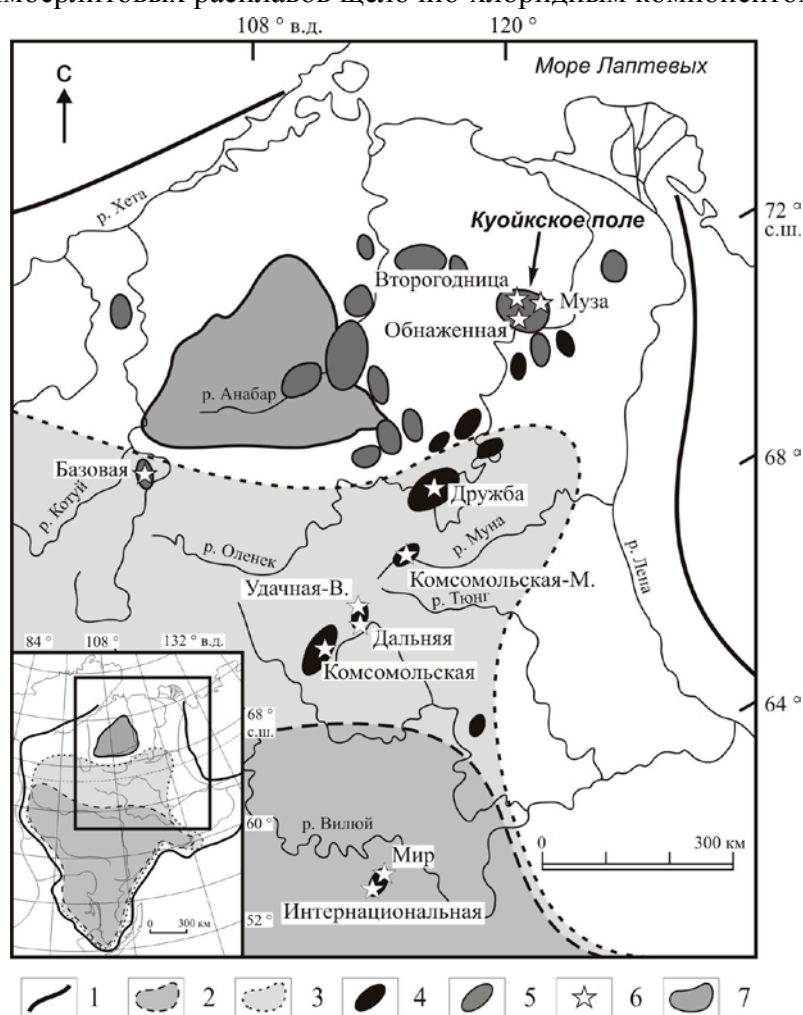


Рис. 2. Схема расположения кимберлитовых полей Сибирской платформы и контуры распространения соленосных кембрийских отложений и современных рассолов. Условные обозначения: 1 - границы Сибирской Платформы; 2 – область распространения кембрийских соленосных отложений; 3 - область сплошного распространения рассолов; 4 - поля кимберлитов палеозойского возраста; 5 - поля кимберлитов мезозойского возраста; 6 - кимберлитовые трубки, в основной массе кимберлитов и/или мантийных ксенолитах из которых определен джерфшерит; 7 - Анабарский щит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10–05–00575а) и ИГМ СО РАН (грант ВМТК № 13).

Литература

1. Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфишерит в мантийных ксенолитах: проблемы происхождения и связь с кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2012. В печати.
2. Sharygin V.V., Golovin A.V., Pokhilenko N.P., Kamenetsky V.S. Djerfisherite in the Udachnaya-East pipe kimberlites (Sakha-Yakutia, Russia): paragenesis, composition and origin // Eur. J. Mineral. 2007. V. 19. P. 51–63.
3. Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизменных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): Некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 178–195.
4. Каменецкий В.С., Шарыгин В.В., Каменецкая М.Б., Головин А.В. Хлоридно-карбонатные нодулы в кимберлитах трубки Удачная: альтернативный взгляд на эволюцию кимберлитовых магм // Геохимия. 2006. № 9. С. 1006–1012.
5. Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sharygin V.V., Golovin A.V. Carbonate-chloride enrichment in fresh kimberlites of the Udachnaya-East pipe, Siberia: a clue to physical properties of kimberlite magmas? // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. P. 9316–9321.
6. Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Golovin A.V., Demouchy S., Faure K., Sharygin V.V., Kuzmin D.V. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): types, compositions and origins // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 823–839.
7. Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П. Джерфишерит в кимберлитах Куойкского поля как индикатор обогащения хлором кимберлитовых расплавов // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 820–826.
8. Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Weiss Y., Navon O., Nielsen T.F.D., Mernagh T.P. How unique is the Udachnaya-East kimberlite? Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // Lithos. 2009. V. 112S. P. 334–346.

ГЕОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РАННЕЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮЖНОМ ВЕРХОЯНЬЕ

Я.П. Шепелева¹, И.И. Колодезников²

¹ Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, e-mail: shepelevayap@mail.ru

² Академия наук Республики Саха (Якутия), г. Якутск, e-mail: anrsya@mail.ru

Магматические образования раннеюрского возраста в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы имеют крайне ограниченное распространение в Сартанском синклинории (дулгалахский комплекс), на площади Тас-Кыстабытского магматического пояса в пределах Верхне-Индибирского синклинория (ейемюнский комплекс) и в Кобьуминской системе складок, где потоки и покровы базальтов, андезибазальтов, андезитов и их вулканокластические аналоги совместно с синхронными осадочными породами образуют кобьуминскую свиту.

Преобладающими среди вулканических пород являются базальты, менее распространены андезибазальты и андезиты [1]. Базальты представлены темно-серыми, черными пироксен-плагиоклазовыми порфиоровыми, реже афировыми разновидностями с интерсертальной и микродолеритовой структурами основной массы, текстура массивная, миндалекаменная. Пироксен-плагиоклазовые андезибазальты обладают порфиоровой и гломеропорфиоровой структурами, массивной текстурой. В петрографическом составе андезитов выделяются пироксен-плагиоклазовые и амфибол-

плагноклазовые разности порфировой и гломеропорфировой структуры. Эффузивные и пирокластические породы подвержены интенсивным вторичным изменениям: карбонатизации, хлоритизации, цеолитизации, альбитизации.

Для базальтов характерен гиперстен-нормативный реже оливин-нормативный состав с относительно низкими содержаниями MgO (2,46-9,76 %), CaO (2,81-14,28), повышенными значениями Al₂O₃ (9,45-16,4 %), весьма высокими значениями TiO₂ (1,41-2,86 %), Fe₂O₃+FeO (7,06-13,74 %) и P₂O₅ (0,25-1,6 %). Отмечается положительная корреляционная связь между K₂O и P₂O₅. Базальты, развитые в западной части района относятся к петрохимическим сериям толеитовых и умереннощелочных пород, базальты в восточной части региона принадлежат толеитовым, умереннощелочным и щелочных сериям. По соотношению Na₂O/K₂O базальты разделяются на натриевые и калиево-натриевые. В отдельных случаях высокое содержание натрия связано с альбитизацией. Толеитовые базальты характеризуются низкой глиноземистостью, в субщелочных базальтах коэффициент глиноземистости варьирует от низкоглиноземистого до высокоглиноземистого.

Андезитобазальты подразделяются на породы нормального и субщелочного ряда, а андезиты являются породами нормального ряда, они характеризуются натриевой специализацией умеренной и высокой глиноземности.

Для установления палеогеографической обстановки формирования раннеюрских вулканитов проведен фациальный анализ латеральной изменчивости пород раннеюрского возраста на территории Кобьуминской системы складок. Для этой цели выделены разные типы одновозрастных вулканогенных пород в составе кобьуминской свиты на основе изучения их минерального состава, структурно-текстурных признаков, взаимоотношения с осадочными породами. В результате анализа на изучаемой территории выделено две фациальные зоны, которые отличаются строением и составом пород, характером извержения и взаимоотношением с нормальными осадочными породами.

Первая зона расположена в западной части региона в бассейне р. Луговая. Здесь установлены фации жерловой, прижерловой, склоновой и удаленной частей раннеюрского палеовулкана, которые были сформированы в субаэральной обстановке. В жерловой и прижерловой частях развиты пирокластические, лавовые и эффузивно-обломочные образования.

В этой зоне потоки лав стратифицируются неотчетливо, поскольку у них плохо выражена подошва и кровля, наблюдается неоднородность состава по вертикали, значительно варьирует их мощность, нередко мы имеем толщи сложенные кластолавами, свидетельствующие о выбросе продуктов вулканизма в наземных условиях. Также о наземных условиях образования свидетельствует наличие агглютинатов, широкое развитие в пирокластических породах обломков шлака, разнообразие форм вулканогенных обломков, особенно обломков вулканического стекла. Индекс эксплозивности сохранившейся от размыва части разрезов в этой зоне абонской осадочно-вулканогенной серии составляет около 75 %, что в совокупности с

вышеперечисленными особенностями состава и строения вулканитов указывает на стромболианский тип извержения в субаэральных условиях.

Восточнее примерно в 20 км установлены отложения склоновой и удаленной частей раннеюрского палеовулкана, где накапливались миндалекаменные базальты, переслаивающиеся с их псаммитовыми туфами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, терригенными породами и редко с туфоконгломератами. Туфы и туфогенные породы содержат обильную мелководно-морскую фауну ранней юры.

В центральной и восточной частях изучаемой территории выделена вторая зона, которая отличается преобладанием лавовых образований над пирокластическими.

Лавовые образования представлены потоками порфировых базальтов. Текстура базальтов преимущественно миндалекаменная. Лавовые потоки базальтов хорошо отличимы от подстилающих и перекрывающих их слоев, четко прослеживаются кровли и подошвы потоков. Б.И. Поповым отмечена особенность распределения миндалин внутри лавового потока, когда максимальное их количество и большие размеры отмечаются в подошве потока, что более характерно для подводных излияний, также как шаровая и подушечная отдельности в потоках базальтов.

Индекс эксплозивности в этой зоне равен примерно 20 %. Совокупность данных по составу и строению лавовых, пирокластических образований, терригенных пород указывают нам на формирование вулканитов при трещинных извержениях в подводно-морской обстановке. Восточнее преобладающими являются лавовые образования основного состава, представленные потоками и покровами базальтов, чередующихся с толщами тонкого флишoidalного переслаивания алевролитов, аргиллитов, и в меньшей степени волнисто-слоистых песчаников с линзами известняков, а также с псаммитовыми литокластическими туфами. Индекс эксплозивности здесь не превышает 10 %.

При рассмотрении геохимической специфики собственно базальтов с помощью мультиэлементных диаграмм, обращают на себя внимание значительные колебания в концентрациях мобильных крупноионных литофильных элементов, таких как Cs, Rb, K, Ba и Sr [2], которые могут зависеть от поведения флюидной фазы (рис. 1).

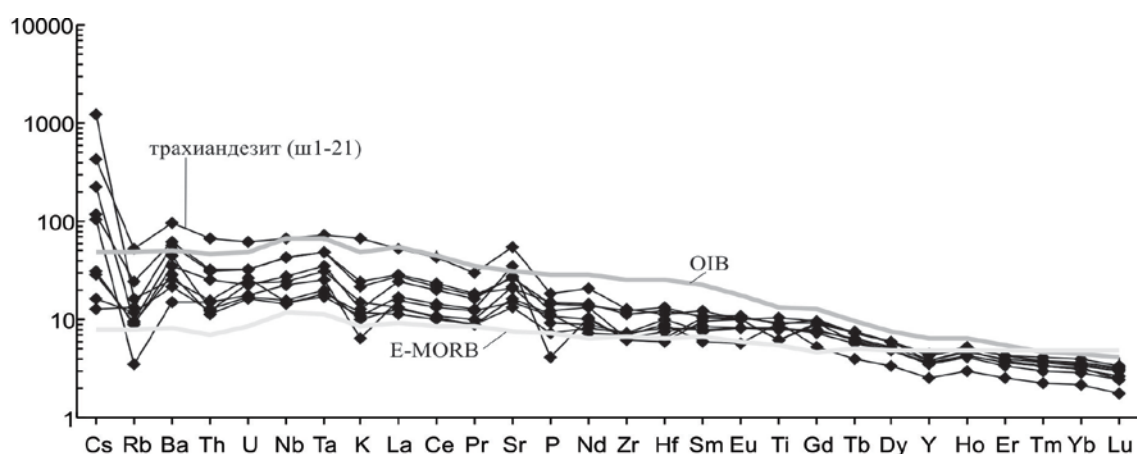


Рис. 1. Содержание редких элементов в эффузивах Кобюминского грабена, нормализованных к составу примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Содержание менее подвижных высокотарядных элементов (Sc, Y, Th, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta) достаточно ограничены в своих вариациях, поскольку контролируются составом глубинного источника и процессами, такими как контаминация или фракционная кристаллизация инициальных расплавов. Значительные колебания в содержаниях свинца в базальтах в данном случае имеют вторичную природу и могут быть связаны с наложенной сульфидной минерализацией.

Распределение содержаний редкоземельных элементов вулканитов, нормированных по составу примитивной мантии, отражено на рис. 2. Судя по наклону кривых очевидно обогащение пород подвижными легкими редкими землями вплоть до европия по отношению к тяжелым. Наиболее высокое содержание легких редких земель, а также крупноионных литофильных элементов свойственно наиболее дифференцированным членам базальтовой серии – андезитам, что приближает их по содержанию микроэлементов к базальтам океанических островов (ОИВ).

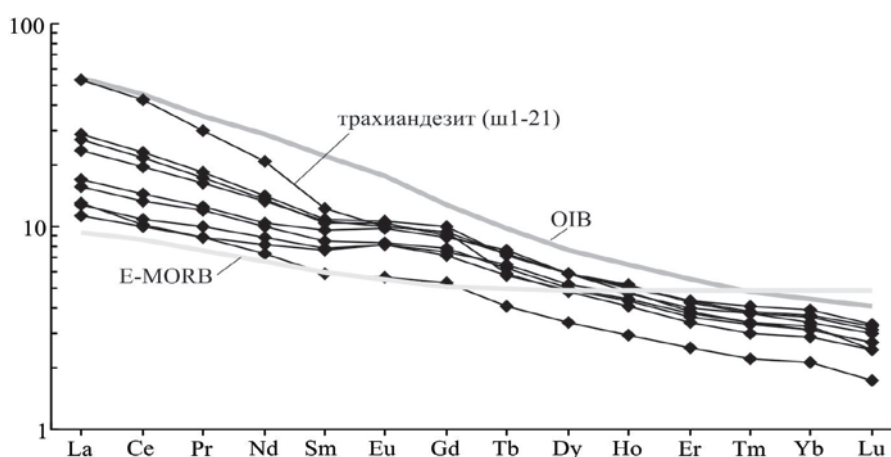


Рис. 2. Содержание редкоземельных элементов в эффузивах Кобьюминского грабена, нормированных к составу примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Собственно базальты в целом имеют более низкие концентрации, как легких, так и тяжелых редкоземельных элементов по отношению к ОИВ при их нормировании к составу примитивной мантии, приближающиеся к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB). При сравнении вулканитов Кобьюминских грабенов с базальтами океанических островов (ОИВ), мы акцентируем внимание на отсутствие в тех и других Nb – Ta минимума (рис.1), что указывает на их генетическую связь с внутриплитным мантийным источником, более деплетированным, чем источник для ОИВ и на слабое контаминирующее влияние коры.

Возможность коровой контаминации можно оценить по содержанию в эффузивах Th, Ta и Yb. По соотношениям Th/Yb – Ta/Yb часть составов базальтов тяготеет к базальтам океанических островов, а остальные занимают промежуточное положение между базальтами срединно-океанических хребтов и океанических островов. Положение базальтов относительно тренда мантийной корреляции исключает заметное влияние материала коры на состав исходных для них расплавов.

Раннеюрский вулканизм на исследуемой территории проявился в шельфовой и склоново-континентальной области Оймяконского океана в пределах окраинно-континентального морского седиментационного бассейна [3]. Изучение осадочных пород раннеюрского возраста показало, что в целом они имеют существенно терригенный состав: песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, при подчиненной роли грубообломочных, образующих хорошо стратифицированные, часто циклического строения пачки, толщи, чередующиеся с типичными вулканическими образованиями. В генетическом отношении терригенные отложения нижнеюрской абонской осадочно-вулканогенной серии сформировались в зоне активного проявления андезит-базальтового вулканизма в прибрежно-морской обстановке островного шельфа Оймяконского океанического бассейна, в пределах которого были широко развиты глубоководные «иловые» впадины, выполненные алевритовыми, алевритово-глинистыми осадками нередко с синхронными подводно-лавовыми излияниями.

Изучение петрохимических свойств продуктов раннеюрского вулканизма показало, что в процессе вулканических извержений сформировалась ассоциация щелочных существенно калиевых и калиево-натриевых базальтов, толеитовых, субщелочных калиево-натриевых базальтов, андезибазальтов и андезитов нормального и субщелочного ряда. Анализ распределения редких и редкоземельных элементов показал близость вулканических пород раннеюрского возраста к эффузивным породам вулканических островов, формирующихся на океанических сводово-вулканических поднятиях. В то же время, по своим петрохимическим и геохимическим особенностям раннеюрские вулканические породы весьма близки вулканическим породам континентальных рифтовых систем. Надо отдать должное, эта особенность неоднократно подчеркивалась предыдущими исследователями. В пользу рифтовой природы раннеюрских вулканогенных образований свидетельствует сосредоточенность вулканических пород грабенов, ориентировка которых совпадает с субширотной ориентировкой Кобюминской системы складок и ограничивающих ее разломов, широкое развитие сбросовых разрывных нарушений, субпараллельных граничным разломам и обусловившим асимметрично-блоковое строение структуры. Поперечное простирание Кобюминской системы складок по отношению к окружающим структурам также является дополнительным признаком формирования эффузивов в области базальтового магматизма, локализованного в местах максимального растяжения – рифтовых впадинах и их ближайшем окружении.

Литература

1. Шепелева Я.П. Новые данные о составе раннеюрских вулканических пород Кобюминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса // Наука и образование. Якутск: Изд-во СО РАН. – 2004. № 4 (36). С. 112-114.
2. Киселев А.И., Колодезников И.И., Шепелева Я.П. Геохимия нижнеюрских эффузивов Кобюминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса. // Наука и образование. Якутск: Изд-во СО РАН. 2006 № 4 (44). С. 53-58.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001.

СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ЯКУТИИ

С.В. Шибаяев, А.Ф. Петров, Б.М. Козьмин, К.В. Тимиршин

Якутский филиал Геофизической службы СО РАН, г. Якутск

Площадь Якутии составляет около 3,1 млн. км². Её западная равнинная часть располагается на востоке Сибирской платформы, восточная горная - в пределах Верхоянско-Колымской и Джугджуро-Становой складчатых областях. В соответствии с картами общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97) сейсмоопасные районы в Якутии занимают почти 1,5 млн. км². Здесь известны и могут произойти в будущем землетрясения с интенсивностью в эпицентре до 6–10 баллов по шкале MSK-64 [1]. Территорию Якутии пересекают два крупных сейсмических пояса: Арктико-Азиатский и Байкало-Становой. Первый – включает проявления сейсмичности в хребте Гаккеля в Северном Ледовитом океане и протягивается на юго-восток через шельф моря Лаптевых, дельту р. Лены и систему горных хребтов Черского к Охотскому морю и Камчатке, где соединяется с сейсмическими поясами Тихого океана. Второй - от озера Байкал прослеживается через Байкальскую рифтовую зону на восток, пересекает р. Олекму и охватывает юг Якутии вдоль горных цепей Станового хребта до Охотского моря [2, 3].

Арктико-Азиатский пояс сформировался на границе Североамериканской, Евразийской и Охотоморской литосферных плит и является частью мировой системы сейсмоактивных линейментов, опоясывающих Земной шар. На территории Якутии за время инструментальных наблюдений в пределах пояса зарегистрировано более 20 тыс. землетрясений. Эпицентры сильных и катастрофических толчков располагаются преимущественно в зонах крупных разломов в пределах земной коры (Лаптевоморская, Индигиро-Колымская система разрывных нарушений и др.) [3, 4]. Здесь известны сейсмические события интенсивностью в 6–10 баллов. Наиболее разрушительные из них произошли в Северном Верхоянье в 1927–1928 гг., где было зафиксировано пять 7–10-балльных землетрясений (магнитуда $M=5,6-6,8$), при которых образовались мощные обвалы, перегородившие долины рек и возникли сейсмодислокации в виде протяженных рвов, трещин, мелких разломов и зон дробления пород. В 1971 г. в системе хр. Черского произошло 9-балльное Артыкское землетрясение ($M=7,1$), возникли массовые срывы грунта и оползни, селевые потоки, образовались новые и активизировались ранее существовавшие разломы. Землетрясение ощущалось на территории более 1 млн. км². Последнее сильное землетрясение в этом районе произошло 22 июня 2008 г. в кряже Андрей-Тас ($M=6,1$) с интенсивностью в эпицентре до 8 баллов. Его макроэффекты наблюдались на площади около 300 тыс. км².

В Центральной Якутии вблизи г. Якутска известны около десяти 6-балльных сейсмических событий в 1974-1985 гг. на левобережье и в 1956- 2004 гг. на правобережье р. Лены.

Самой сейсмоопасной зоной является Южная Якутия. Через её территорию от р. Олёкмы на западе до Охотского моря на востоке прослеживается Олекмо-Становая зона – восточный фланг Байкало-Станового сейсмического пояса. В пределах этого пояса отмечено несколько сот тысяч подземных толчков разной интенсивности. В Южной Якутии выявлено более 30 тысяч землетрясений, среди них свыше десяти являлись крупными сейсмическими катастрофами. К таким относятся три 9-10-балльные землетрясения в среднем течении р. Олёкмы ($M=6,5-7,0$) в 1958-1967 гг., 8-балльный подземный толчок в Становом хребте ($M=6,6$) в 1989 г. Только за последние 8 лет произошло 6 ощутимых землетрясений с силой в эпицентре от 6 до 8 баллов. Так, недавнее 8-балльное Чаруодинское событие 2005г. ($M=5,9$) на Олёкмо-Чарском нагорье ощущалось на площади 500 тыс. км². Главная сейсмогенерирующая здесь структура – Становой краевой шов является активной тектонической границей между Евразийской и Амурской (Китайской) литосферными плитами [1, 2, 3]. Следует отметить, что названные сейсмические пояса, выявленные на территории Якутии, отражены на карте сейсмического районирования РФ (ОСР-97) совокупностью сейсмоопасных участков с потенциальной сейсмичностью в 6-10 баллов (рис.).

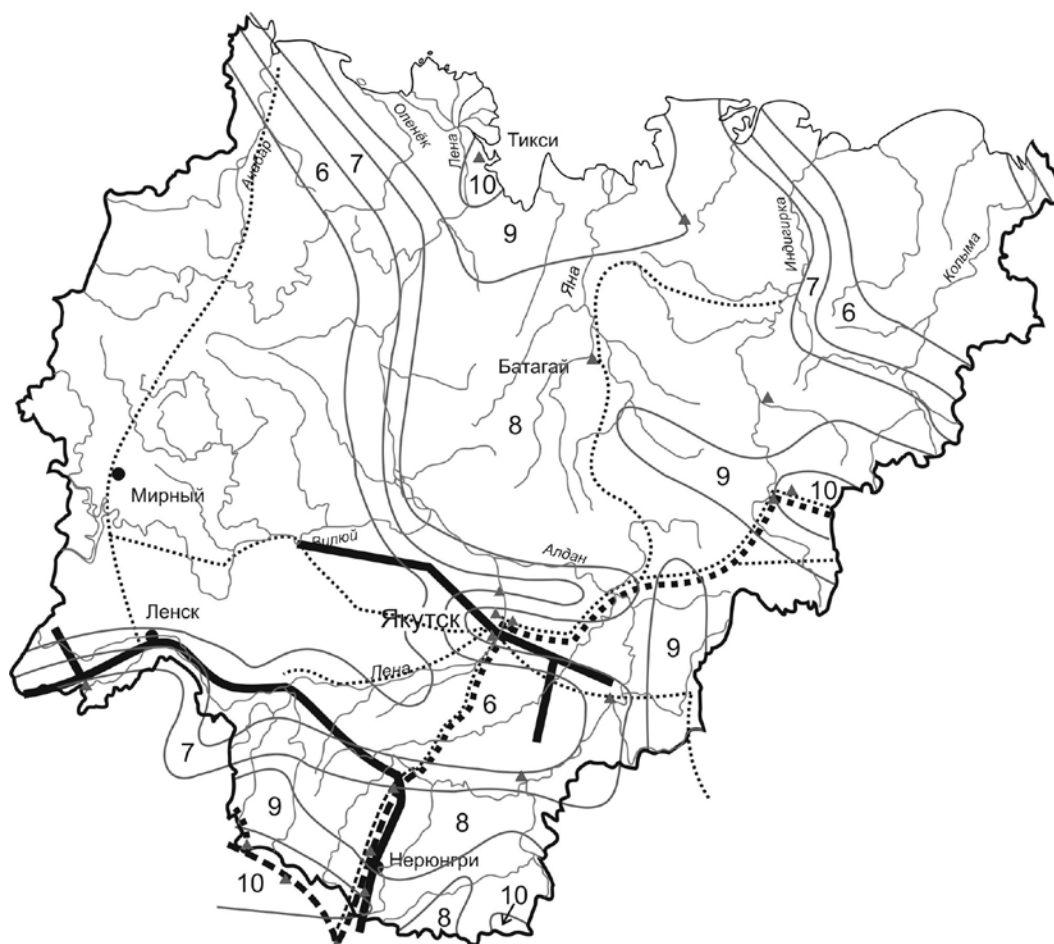


Рис. Схема размещения действующих, строящихся и проектируемых транспортных коммуникаций на территории Якутии на основе карты сейсмического районирования ОСР-97-С. Сплошная утолщенная линия – нефте- и газопроводы; утолщенный пунктир – железные дороги; точки – автодороги; треугольники – сейсмические станции ЯФ ГС СО РАН.

Вместе с тем, на этих участках в Северо-Восточной Якутии (Арктико-Азиатский пояс) расположены многочисленные горно-добывающие предприятия, города и населенные пункты, функционируют и строятся автодороги федерального и местного значения, проложены ЛЭП, планируется строительство трансатлантической железной дороги через Магадан на Аляску, действуют морские и авиапорты и др. Находясь в горной местности, построенные на многолетне мерзлых породах, в условиях сурового климата и сейсмической уязвимости, строительные объекты Восточной Якутии и проживающее население подвергаются реальному воздействию местных сильных землетрясений.

Необходимость учета сейсмической опасности особенно важна для территории Южной Якутии, которая является одной из наиболее экономически освоенных районов Республики Саха (Якутия). Здесь проложены крупные железнодорожные магистрали БАМ и АЯМ, добывается нерюнгринский уголь, золото, слюда, мрамор, чароит, разведаны крупные месторождения угля, железа, апатита, редких и рассеянных минералов, тяжелых металлов, проживает третья часть населения, в том числе малочисленные народы севера. Уже построена часть и продолжается сооружение нефтепровода Восточная Сибирь-Тихий океан (ВСТО), железной дороги до Якутска. На основе утвержденных крупных мегапроектов до 2020 г. планируется строительство ГЭС на реках Алдан, Олёкма, Тимптон и Учур, добыча урановых руд, угля на Эльгинском месторождении и др. Все эти объекты пространственно тяготеют к высоко сейсмоопасным районам, где также распространена островная мерзлота, что в сочетании с высокой сейсмичностью существенно повышает их уязвимость. Поэтому при строительстве и эксплуатации действующих и проектируемых сооружений в Южной Якутии потребуется строгое обеспечение безопасности проживания местного населения и сейсмостойкого строительства с целью исключения загрязнения природной среды и смягчения воздействия возможных природных и техногенных катастроф.

Поэтому самой актуальной задачей настоящего времени является проведение исследований по уточнению исходного сейсмического балла, указанного на картах ОСР-97, тех участках территорий, где уже имеются крупные предприятия, сооружения или города, или планируется новое строительство, а также выполнения комплекса мероприятий по их усилению и укреплению. Несомненно, также назрел момент начала широкого развертывания работ по детальному и сейсмическому микрорайонированию данного региона.

Литература

1. Козьмин Б. М., Петров А. Ф., Тимиршин К. В., Шибяев С. В. Сейсмический мониторинг и прогноз землетрясений в Республике Саха (Якутия) // Проблемы сейсмологии III тысячелетия. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003.- С.37–40.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сеймотектоника и сейсмические процессы внутриконтинентальных орогенов Северо-Востока Азии // Проблемы сейсмологии III тысячелетия. Нов-ск: Изд- во СО РАН, 2003.- С. 40–45.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000.
4. Разломная тектоника территории Якутской АССР // Отв. ред. К.Б. Мокшанцев. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1976.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ВЛИЯНИЯ СИЛЫ КОРИОЛИСА НА МАНТИЙНУЮ КОНВЕКЦИЮ

В.С. Шкодзинский

Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск; e-mail: Shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

В настоящее время предполагается, что мантийная конвекция является главной причиной протекания тектонических и магматических процессов на Земле. Однако при рассмотрении конвекции даже в крупных работах обычно не учитывается влияние на нее силы Кориолиса. Это приводит к значительному несоответствию теоретических моделей конвекции реально существующим геологическим данным и к невозможности объяснения многих из них с помощью этих моделей.

Возникновение силы Кориолиса обусловлено вращением Земли вокруг своей оси, вследствие которого каждая точка на земной поверхности в районе экватора движется со скоростью $V_1 = L/t = 4 \cdot 10^7 \text{ м} / 24 \cdot 3600 \text{ сек} = 463,5 \text{ м/сек}$ (L – длина экватора, t – продолжительность суток), которая сопоставима со скоростью полета пули. На глубине 2900 км в подошве мантии эта скорость снижается до $V_2 = 252,5 \text{ м/сек}$, а в центре Земли – до нуля. Всплывающее вещество под влиянием силы инерции должно стремиться сохранять свою пониженную линейную скорость вращения и поэтому будет отклоняться к западу, опускающееся вещество под влиянием изначально высокой скорости должно отклоняться к востоку.

Кинетическая энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса при перемещениях вещества в мантии, равна $\Delta W_k = mV_1^2/2 - mV_2^2/2$, где m – масса вещества. Эта энергия при перемещениях на всю мощность мантии для 1 кг вещества составляет $\Delta W_k = 1 \text{ кг} \cdot (463,5^2 - 252,5^2) \text{ м}^2 \text{ сек}^{-2} / 2 = 151006 \text{ Дж}$. Энергия, выделяющаяся при всплывании через всю мантию вещества плюма, равна $\Delta W_b = mV\Delta Tgh$. Коэффициент температурного объемного расширения для астеносферы $\beta = 3 \cdot 10^{-5} (\text{°})^{-1}$, средняя разница температуры плюма и вмещающей мантии $\Delta T = 160^\circ \text{ С}$ [1], мощность мантии $h = 2,9 \cdot 10^6 \text{ м}$. В этом случае для 1 кг всплывающего вещества $\Delta W_b = 1 \text{ кг} \cdot 3 \cdot 10^{-5} (\text{°})^{-1} \cdot 160^\circ \cdot 9,81 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-2} \cdot 2,9 \cdot 10^6 \text{ м} = 136560 \text{ Дж}$. То есть, энергия, выделяющаяся за счет силы Кориолиса, несколько больше таковой, выделяющейся при всплывании плюмов. Следовательно, всплывание мантийных плюмов и погружение более холодного вещества, по крайней мере, в низких широтах, где величина силы Кориолиса является максимальной, должны происходить не вертикально, как обычно принимается, а в виде сильно наклонных потоков. При рассмотренных выше параметрах угол траектории всплывания с земной поверхностью должен составлять около 43° . В раннем архее, когда скорость вращения Земли была примерно в 8 раз больше современной, этот угол был равен около 7° , то есть разогретое вещество перемещалось почти горизонтально.

Отклонение всплывающего вещества к западу под влиянием силы Кориолиса в низких широтах должно приводить к повышенной скорости отодвигания океанической

литосферы в субмеридиональных зонах спрединга от их осей в западном направлении по сравнению с восточным и к возникновению здесь более широких полос новообразованной коры. Для проверки этого предположения внутри сегментов между трансформными разломами измерялись расстояния по обе стороны от осей субмеридионально ориентированных зон спрединга до одноименных полосовых магнитных аномалий (9 серий замеров) и границ коры различного возраста (8 серий) в низких широтах (между 50° с. ш. и 50° ю. ш.) в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах по данным, приведенным в монографии В.Е. Хаина [6]. Суммарная ширина одинаковых по возрасту полос новообразованной коры в западных частях зон спрединга действительно оказалась в среднем 1,19 раза больше, чем в восточных.

Существование в мантии закономерных отклонений потоков вещества от вертикальных под влиянием силы Кориолиса объясняет ряд ранее непонятных явлений. Выполненные многочисленные расчеты без учета влияния этой силы привели большинство исследователей к представлению о существовании в мантии субвертикальных грибообразных колонн (плюмов) всплывающего горячего вещества. Однако, как неоднократно отмечалось в литературе [10, 7], данные сейсмической томографии чаще всего не подтверждают существование таких вертикальных колонн даже под «горячими точками» с интенсивным современным магматизмом. Это является одной из причин отрицания в настоящее время некоторыми зарубежными геологами существования мантийных плюмов и возникновения дискуссии по этому поводу [2]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что отсутствие вертикальных колонн поднимающегося вещества вполне закономерно. Оно обусловлено влиянием силы Кориолиса на мантийную конвекцию и не является основанием для отрицания существования мантийных плюмов.

Постоянное воздействие отклоняющихся к западу больших масс всплывающего разогретого вещества должно приводить к общему перемещению литосферы в этом направлении. Геологические признаки такого перемещения описываются в литературе еще с начала прошлого столетия [3] и рассматриваются как доказательства существования западного дрейфа литосферы. На основании анализа трендов движения «горячих точек» скорость этого дрейфа оценена в 0,11° за миллион лет [11]. Движение в западном направлении в настоящее время установлено для Северной и Южной Америки [7].

Вследствие западного дрейфа континентальные литосферные плиты в удалении от океанов скользят по относительно неподвижной астеносфере. Сцепление с последней выступов на подошве этих плит должно приводить к возникновению в нижних частях литосферы перпендикулярных к направлению движения зон растяжения, особенно в передовой части литосферных корней. Такие зоны растяжения росли снизу вверх и поэтому были наиболее удобными путями для выжимания и всплывания кимберлитовых остаточных расплавов перидотитового слоя магматического океана [9]. Поэтому должна существовать связь кимберлитов, особенно алмазоносных, с субмеридиональными тектоническими нарушениями и лениаментами. Действительно, как показал анализ опубликованных данных, из 308 изученных тектонических

нарушений, контролирующих размещение алмазоносных кимберлитов на различных континентах, 119 (39 %) являются субмеридиональными, 87 (28 %) имеют северо-западное простирание, 85 (27,6 %) – северо-восточное и лишь 17 (5,6 %) – субширотное. Алмазоносность кимберлитов, контролируемых северо-восточными нарушениями, составляет в среднем 306 у.е., субмеридиональными – 268 у.е., северо-западными – 236 и субширотными – 124 у.е. В субмеридиональном направлении вытянуты Центрально-Сибирская, Восточно-Африканская, Западно-Африканская, Восточно-Бразильская и Восточно-Китайская кимберлитовые провинции [5], что видимо также связано с влиянием западного дрейфа литосферы. Этим может быть обусловлено и преобладание субмеридиональных простираний складчатых структур и тектонических нарушений на большинстве континентов.

В отличие от литосферы внешнее ядро должно медленно вращаться в восточном направлении по отношению к мантии в результате механического воздействия на него опускающихся потоков более холодного вещества, частично сохраняющих свою повышенную линейную скорость движения на восток. Наклонные конвективные ячейки должны возникать и во внешнем жидком ядре, что обусловит более быстрое вращение внутреннего ядра по сравнению с внешним. Этот вывод подтверждается сейсмологическими данными о более быстром, на $1,1^\circ$ в год, вращении внутреннего ядра, по сравнению с внешним, в восточном направлении [12].

Сила Кориолиса возникает за счет энергии вращения Земли. Происходящее расходование этой энергии вместе с тормозящей энергией приливов должно приводить к постепенному замедлению вращения нашей планеты и объясняет имеющиеся данные о сильном уменьшении скорости вращения Земли за время ее существования, о возрастании продолжительности суток и уменьшении их количества в году.

Вследствие западного дрейфа литосферы Тихоокеанский срединный хребет располагается в восточной части этого океана и частично перекрыт Северной Америкой. Из-за общего дрейфа литосферы на запад абсолютная скорость западного и северо-западного движения плит (Тихоокеанской и Филиппинской) в среднем примерно в 2 раза больше, чем перемещений плит (Кокос и Наска) в восточном и северо-восточном направлениях.

Рис. 1 иллюстрирует, что скорость конвергенции плит в западных зонах субдукции в Тихом океане в среднем также почти в 2 раза выше, чем в восточном.

При этом с увеличением географической широты положения зон субдукции (поле 3) эта скорость в среднем уменьшается. Данное явление указывает на то, что причиной высокой скорости конвергенции плит в Тихом океане в западных зонах субдукции, по сравнению с восточными, является влияние силы Кориолиса.

С отклонением к востоку опускающегося вещества под влиянием силы Кориолиса должно быть связано в среднем более крутое погружение субдукционных плит в западной части Тихого океана по сравнению с восточной (рис. 2). Это подтверждается меньшими в среднем углами наклона погружающихся плит в субдукционных зонах высоких широт (поле 3), где воздействие силы Кориолиса сильно пониженное. Крутое интенсивное погружение океанических плит сопровождается выжиманием и подъемом

перед фронтом их опускания горячего астеносферного вещества. Данное явление видимо является причиной утонения и разрыва литосферы в тылу островных дуг и формирования здесь тыловых морей с океанической корой, весьма характерных для западной части Тихого океана и отсутствующих в настоящее время в восточной.



Рис. 1. Зависимость скорости конвергенции литосферных плит вкострости простираения желобов в Тихом океане от азимута падения зон субдукции (зоны с субмеридиональными азимутами падения не рассматривались). Средние географические широты положения зон субдукции: 1 – 0 - 20°, 2 – 20 - 40°, 3 – 40 - 60°. Построен по данным [8].

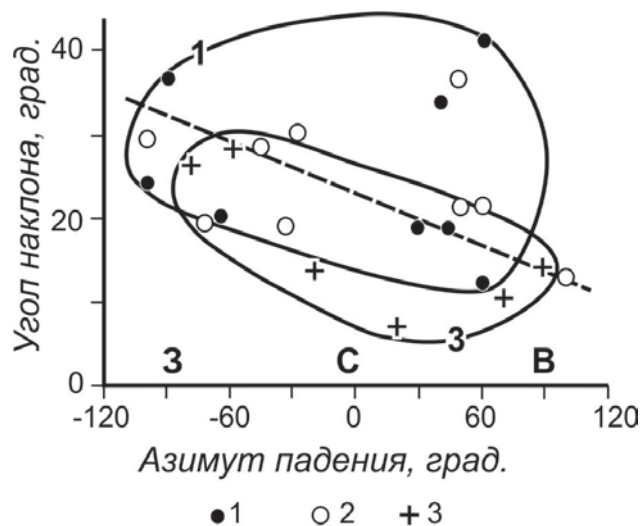


Рис. 2. Зависимость угла погружения океанических плит от азимута падения зон субдукции в Тихом океане. Средние географические широты положения зон субдукции: 1 – 0 - 20°, 2 – 20 - 40°, 3 – 40 - 60°. Построен по данным [8].

Асимметрия Тихого океана выразилась и в различиях металлогении тихоокеанской окраины Азиатского континента по сравнению с Североамериканским и Южноамериканским. Судя по Металлогенической карте Тихоокеанского рудного пояса

(главный редактор Е.А. Радкевич, 1979) [4], полоса интенсивного развития связанного с Тихим океаном мезозойского магматизма и оруденения на Азиатском континенте примерно в 1,5 – 2 раза шире, чем на Северной и Южной Америке. Выполненные подсчеты по этой карте показали, что площадь развития мезозойских кислых магматических пород и число вынесенных на карту месторождений в западном и северо-западном обрамлении Тихого океана обычно на 10 – 15 % больше, чем на восточном и северо-восточном на той же широте. Специфической особенностью тихоокеанской окраины Азиатского континента является очень широкое развитие оловянного оруденения, тогда для окраин американских континентов более типично медное и золотое оруденение. Это, видимо, обусловлено более сильным давлением океанических плит на Азиатский континент, которое обусловило здесь более высокую первичную температуру кислых магм. Поэтому на этом континенте в них шире проявились процессы фракционирования и образования лейкократовых гранитов, с которыми преимущественно связаны оловянные месторождения.

В более молодых океанах, не имеющих обширных зон субдукции, океаническая литосфера спаяна с континентальной и образует с ней единые плиты. Скорости и направления движения таких огромных плит зависят от процессов конвекции по существу под всеми океанами и континентами. Видимо поэтому в молодых океанах асимметрия их строения проявлена менее отчетливо.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд. СО РАН "ГЕО", 2001.
2. Иванов А.В. Обойдет ли Россию «великий спор о плюмах»? // Геол. и геофиз. 2006. Т. 47. № 3. С. 417–420.
3. Ломизе М.Г., Захаров В.С. Глобальная асимметрия в размещении островных дуг и распад Пангеи // Геотектоника. 1999. № 2. С. 3–16.
4. Металлогеническая карта Тихоокеанского рудного пояса. М-б 1:10000000. Глав. редактор Е.А. Радкевич. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1979.
5. Фролов Ф.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). М.: НИИ-Природа, 2005.
6. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001.
7. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: КДУ, 2007.
8. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005.
9. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: ОАО Медиа-холдинг Якутия, 2009.
10. Su W., Woodward R.L., Dzewonski A. M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // Journ. Geophys. Res. 1994. V. 99. N B4. P. 6945 – 6980.
11. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the model of subduction // Journ. Geophys. Res. 1979. V. 84. N B3. P. 1049–1061.
12. Yong X., Richards P.S. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // Nature. 1996. V. 382. N 6588. P. 221–224.