ĐÀÇÄÅË I

$\tilde{N}\dot{O}\dot{D}\dot{O}\dot{E}\dot{O}\dot{O}\dot{D}\dot{A}$ è $\dot{O}\dot{A}\dot{E}\dot{O}\hat{I}$ í è×
h $\tilde{N}\hat{E}\dot{A}B$ ý
 $\dot{A}\hat{I}$ ë Þöèb àçèè

В.В. Акинин, Г.О. Ползуненков

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО ГРАНИТ-МИГМАТИТОВОГО МАССИВА (ТЕРРЕЙН АРКТИЧЕСКАЯ АЛЯСКА-ЧУКОТКА): СИНХРОНИЗАЦИЯ С ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ В АМЕРАЗИЙСКОМ БАССЕЙНЕ АРКТИКИ

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им Н.А.Шило ДВО РАН, г.Магадан

Российско-аляскинская континентальная окраина и прилегающий шельф (пов Сьюард, хр. Брукса и Северный склон на Аляске, большая часть Чукотки от п. Билибино до п. Провидения, острова Врангеля и Св. Лаврентия) объединяются в кристаллический блок или литостратиграфичесий террейн под названием Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ) [1, 2]. Этот континентальный кристаллический фрагмент занимает позицию между Северо-Азиатским (Сибирским) и Северо-Американским кратонами, разделяет современные Тихий и Арктический океаны. Палеонтологические определения [3] и данные U-Pb датирования цирконов [4, 5] указывают на мезо- и неопротерозойский возраст протолита фундамента ААЧ, который перекрывается палеозойскими и мезозойскими осадками. В магматической истории ААЧ наиболее отчетливо выделяются девонские гранитоиды и вулканиты, триассовые рифтогенные габбро-диабазы и апт-альбские постколлизионные гранитоиды. Анализ узоров на гистограммах возрастных популяций детритовых цирконов в триассовых и палеозойских осадках указывают на то, что ААЧ скорее всего являлся в палеозое частью Балтики и не имеет никакого отношения к северо-американскому континенту Лаврения [6, 7]. Слабо исследованная история формирования этого террейна имеет важное значение для фундаментального вопроса реконструкции конфигурации и распада суперконтинента Родиния, палеогеографических связей между крупными палеоконтинентальными массами, такими как Лаврентия, Балтика и Сибирью.

Предполагается, что в поздней юрераннем мелу ААЧ был аккретирован к Колымо-Омолонскому супертеррейну и Аляске, в качестве сутурных зон выделяют офиолитовый пояс Ангаючам на Аляске и Южно-Анюйскую зону на Чукотке [8, 9]. Последующие процессы растяжений, магматизма и деформаций в мелу существенно модифицируют раннюю архитектуру ААЧ. Именно на этот период приходятся и все инициальные тектоно-магматические события в Арктике [10, 2]. Таким образом, исследование меловых тектоно-магматических событий в ААЧ может быть использовано для целей реконструкции истории раскрытия Амеразийского бассейна и формирования HALIP, в интервале 150–100 млн лет. В этом смысле, целесообразным представляется детально исследовать некоторые меловые гранит-метаморфические комплексы в ААЧ, на одном из таких объектов (Велиткенайского массива) мы и провели полевые исследования в 2011 г.

Граниты мыса Кибер, а также Велиткенайский и Куэквуньский гранит-мигматитовые массивы маркируют на арктическом побережье Чукотки ядро крупного Куульского антиклинального поднятия. Интрузии прорывают и метаморфизуют девонские?, каменноугольные? криталлические сланцы и триасовые осадки, перекрываются турон-коньякскими вулканитами ОЧВП. В наиболее интересном и детально исследованном нами Велиткенайском гранит-мигматитовом массиве наблюдается сложная композиция мигматитов и магматических инъекций в кристаллических сланцах и гнейсах девона и карбона: маломощные силлообразные и дайкообразные тела меловых (108–100 млн лет) гранитоидов, монцонитов и мигматитов насыщены шлирами и анклавами (реликтовыми пластинами/блоками) вмещающих пород, формируют структуру типа сложного "слоистого пирога" на общей площади около 1450 км². Во многих случаях наблюдения указывают на магматическое и постмагматическое замещение девонских кристаллических сланцев in situ с сохранением исходной слоистой структуры рамы. В целом, Велиткенайский массив представляет собой структурный блок, круто наклоненный на юго-запад. В его северовосточной эндоконтактовой части вскрыты наиболее глубинные горизонты гранитмигматитового комплекса, которые содержат мегаксенолиты (первые метры-десятки метров) серпентинизированных гарцбургитов и эклогитов? с парагенезисом лабрадор-гранат-клинопироксен. Вдоль юго-западного экзоконтака Велиткенайского массива вмещающие парагнейсы, условно относимые к карбону и девону круто падают на юго-запад, линейность метаморфических минералов в них полого падает на юг и юго-восток, в целом вытягиваясь вдоль простирания гранитного плутона, что указывает на правостороннюю сдвиговую кинематику. На северо-восточном фланге комплекса, обнажаются более молодые (80-90 млн лет) вулканические породы Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые опущены относительно гранитоидов по системе сбросов, т.е залегают гипсометрически ниже. Это свидетельствует о возможном СВ-ЮЗ растяжении, следующим за формированием ОЧВП, уже в кампане-маастрихте.

В трех коренных обнажениях в верховья ручьев Белый, Пыркэчгойгын и на мысе Энмытагын документированы соотношения главных интрузивных фаз Велиткенайского массива и их соотношения с палеозойскими парагнейсами. Среди гранитоидов различаются две главные фазы: 1) ранняя, сложенная крупно- и гигантопорфировыми (ортоклаз) роговообманко-биотитовыми гранитами и монцонитами, в разной степени деформированными; 2) более поздняя, сложенная мелко- среднезернистыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами. Породы ранней фазы характеризуются порфировидными, монцонитовыми, грано-, и лепидобластовыми структурами, непостоянством минеральных соотношений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, повышенным содержанием сфена до 1/5 %, наличием флюорита и повышенными концентрациями Со, Ni, Cr, V. Плагиоклазы по большей части однородны и относятся к андезину An₃₁₋₃₉. Калиевые полевые шпаты представленны ортоклазами (Ab = 6-12 %). В биотитах содержится примерно равные количества флогопитового и аннитового компонентов, а также около 8-21 % мусковитовой компоненты. Амфиболы относятся к обыкновенным роговым обманкам [12]. Для гранитоидов второй фазы характерны равномернозернистые структуры и постоянство минеральных соотношений кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Биотитовые граниты в незначительных количествах содержат гранат и ортит, а для лейкогранитов характерно наличие мусковита, граната и турмалина. В эндоконтактах Велиткенайского массива предшественниками описывалась оторочка из разнообразных и сложных по генезису мигматитов, а в Куэквуньском такие мигматиты слагают основной объем массива. По нашим наблюдениям, достоверно выделяются только послойные мигматиты и агматиты, представляющие собой, согласно С. Вегманну, мигматиты рамы или метатектиты по К. Менерту. В нашем случае как таковой единой рамы и ядерной части массив не имеет. При крупномасштабном картировании массив состоит как бы из отдельных линз (шлиров), края которых сложены метатектами.

Химический состав гранитоидов отличает повышенная калиевость, монцонитоидные тренды и слабо выраженные негативные Nb-Ta троги на спайдерграммах, на дискриминантных диаграммах Дж. Пирса точки состава попадает в область около границы синколлизионных и внутриплитных гранитоидов. Напротив, на диаграмме С.Д. Великославинского F_1-F_2 фигуративные точки большинства гранитоидов (около 95 %) занимают область коллизионных гранитоидов. Такая неопределенность позволяет предполагать их смешанную природу (гранитоиды постколлизионных обстановок растяжения). Изотопные отношения Sr и Nd в гранитах относительно высокие, характерные для коровых магм с высокой долей ассимиляции, Nd модельные возраста составили от 1.8 до 1 млд лет.

Представления о возрасте магматических пород рассматриваемых массивов до недавнего времени основывались на геологических данных и сериях геохронологических датировок К-Аг методом по валу. В базе данных ГЕОХРОН для этих объектов имеется 30 К-Аг датировок, с разбросом от 120 до 55 млн лет. Два выраженных кластера на гистограммах относятся к интервалам 100–90 млн лет и 85– 70 млн лет. Наши новые определения К-Аг методом по валу в двадцати образцах гранитоидов Велиткенайского массива показали даты от 102 до 82 млн лет (выполнено в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ, г.Магадан). Первые единичные U-Pb датировки циркона показали возраст кристаллизации около 101 млн лет [11] и около 105.3 ± 1.2 млн лет [13].

В 2012 г. мы провели более обстоятельное U-Pb датирование циркона и сфена в Стэнфордском университете США на ионном микрозонде обратной геометрии SHRIMP-RG. В пятнадцати датированных образцах гранитоидов и мигматитов двухфазного Велиткенайского массива ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраст 162 кристаллов циркона варьирует от 106 до 100 млн лет. При этом выявилось характерное различие возраста первой и второй фаз гранитоидов: U-Pb даты цирконов в монцонитах и гранитах первой фазы варьируют от 106 до 103 млн лет, без признаков древних унаследованных ядер в кристаллах. В цирконах второй фазы лейкогранитов, напротив, U-Pb даты моложе – около 99–101 млн лет, а кристаллы циркона систематически содержат древние унаследованные ядра с возрастом около 615-630 млн лет. Это обстоятельство позволило заключить, что формирование гранитоидов Велиткенайского комплекса происходило в два этапа: 1) мигматизация и плавление в средней коре, внедрение и кристаллизация монцонитоидов около 106-103 млн лет назад; 2) продвижение фронта плавления в верхнюю кору, ремобилизация и анатектическое плавление блоков древнего неопротерозойского протолита, внедрение и кристаллизация лейкогранитов около 100 млн лет назад. Магматические события гранитообразования синхронны внутриплитному базальтовому вулканизму на о-вах Де-Лонга [14], по-видимому, инициированы развитием HALIP.

Поддержано грантами РФФИ 12-05-00874, ДВО РАН 13-ІІІ-В-08-170.

- Churkin, M., Jr., Whitney, J. W., and Rogers, J. F., 1985, The North AmericanSiberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes, in Howell, D. G., ed., Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Earth Science Series 1: Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. P. 79–84.
- Miller, E. L., Gehrels, G. E., Pease, V., and Sokolov, S., 2010, Stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography: American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V. 94. P. 665–692.
- Till, A. B., Dumoulin, J. A., Gamble, B. M., Kaufman, D. S., and Carroll, P. I., 1986, Preliminary geologic map and fossil data, Solomon, Bendeleben, and southern Kotzebue quadrangles, Seward Peninsula, Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report 86–276.
- Akinin V.V., Amato J., Miller E., Gottlieb E., Polzunenkov G. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka / ICAMVI. Geophysical Institute Report UAG-R-335; Compilers: D.B.Stone, J.G.Clough, D.K.Thurston, Fairbanks: University of Alaska. 2012. P. 67.
- Amato J.M., Aleinikoff J., Akinin V.V., McClelland B., Toro T. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic-Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska-Chukotka Terrane: A review with new data // Geological Society of America special paper. 2013. In press.
- Amato, J. M., Toro, J., Miller, E. L., Gehrels, G. E., Farmer, G. L., Gottlieb, E. S., and Till, A. B., 2009, Late ProterozoicPaleozoic evolution of the Arctic Alaska Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions: Geological Society of America Bulletin. V. 121. P. 1219–1235.
- Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina O., Grove M.J., Gehrels G. 2011. Baltica in the Cordillera? Geology 39 (8):791–794.
- Парфенов Л.М. 1984. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 192 с.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. 1998. Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. U.S. Geological Survey Open-File Report 98–754 (125 p.).
- Филатова Н.И., Хаин В.Е. Структуры центральной Арктики и их связь с мезозойским арктическим плюмом // Геотектоника. 2009. № 6. С. 24–51.
- Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Черепанова И.Ю. Новые данные о возрасте и составе Велиткенайского и Коэквуньского гранито-гнейсовых массивов (арктическая Чукотка): приложение к разработке моделей гранитогенного оруденения // Золото северного обрамления Пацифики. II Международный горно-геологический форум. Тезисы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 170–171.
- 12. Ползуненков Г.О. Оценка температур и давлений образования гранитоидов Велиткенайского гранит-мигматитового массива (арктическая Чукотка) // Научная молодежь Северо-Востоку России: Материалы IV межрегиональной конференции молодых ученых, приуроченной к 35-летию Музея естественной истории СВКНИИ ДВО РАН (Магадан, 24–25 мая 2012 г.) / Рос. акад. наук, Дальневост. от-ние, Сев.-Вост. комплекс. НИИ. Магадан: ООО "Новая полиграфия", 2012. Вып. 4. С. 18–21.
- Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. Возраст гранитоидных плутонов северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U-Pb датировки цирконов. Доклады Академии наук. 2011. Т. 440, № 4. С. 1–4.
- 14. Silantyev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I., Karpenko S.F., Kostitsyn Y.A. Intraplate magmatism of the De Long Islands: A response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea. Russian Journal of Earth Sciences. 2004. T. 6, № 3. C. 153–183.

Ю.И. Бакулин

ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

1. Каждая точка геологического пространства характеризуется совокупностью физических величин и различных действующих сил, определяющих ход геологического процесса. Строгого соответствия между свойствами пространства и действующими силами (с одной стороны) и геологическим процессом (с другой) в науке не зафиксировано и это обстоятельство нельзя считать нормальным для глубокого изучения геологии. Основополагающее значение принадлежит гравитации – силам тяготения. Это постоянно действующая сила в каждой точке геологического пространства. Величина ее в пространстве меняется, а направление всегда постоянно – к центру Земли. Гравитация "включает" электромагнитные силы, упорядочивает молекулярные и атомные взаимодействия, генерирует (диссипация) тепловую энергию, определяет взаимное пространственное перемещение различных субстанций вещества, в том числе крупных блоков Земли. Бее другие обширные связи без специального исследования построить трудно

2. Гравитационное поле реализуется двумя диалектически противоположными тенденциями: сжатие–разуплотнение (сжатие – во фронте действующей силы, разуплотнение – с тыльной стороны). Нужно заметить, что фронт и тыльная сторона разграничиваются исследователем условной плоскостью, которая выделяется субъективно в зависимости от задач исследователя. Другое дело, когда рассматривается действие гравитации на границе геологических тел (слоев): здесь граница реальная, нижнее тело уплотняется, а верхнее – разуплотняется (2,3).

3. Электромагнитные силы вместе рождаются и совместно действуют. Их и рассматривать необходимо совместно. Наиболее важным и одновременно дискуссионным является вопрос о причине этих сил.

Более правдоподобной является идея образования в ионосфере Земли электромагнитного поля под воздействием солнечного ветра (24). Солнечный ветер это поток заряженных частиц, обладающих массой и зарядом (энергия частиц солнечного ветра $\approx 10^{27}$ – 10^{29} эрг/с). Они взаимодействуют с ионосферой Земли, вовлекаются ею по вращению Земли: вокруг Земли образуется поток электронов, движущихся в сторону вращения Земли. Это поле и формирует электромагнитное поле Земли (рис. 1).

Электромагнитное поле – это "живой" магнетизм, он находится в постоянной связи с причиной (родителем), с ним бороться трудно, а вот остаточная намагниченность горных пород, поддается полному уничтожения, изменению, перемагничиванию.

Химические замещения в геологических процессах происходят с участием подвижной фазы: флюидов и расплавов. И те и другие реализуют механизм отделения из фронтальной части (области сжатия) разуплотненного вещества (более легких соединений) и перенос их в тыльную часть (область разуплотнения). Для их начала необходимо повышение температуры, тепловые процессы в недрах.

4. Тепловые процессы в недрах долгое время в прошлом и многими в настоящее время связываются с радиоактивным распадом. Но концентрации этих элемен-



Рис. 1. Схема взаимодействия Солнце-Земля (4).

(-) – поток заряженных частиц, Ic – ток Солнца, Iз – круговой ток Земли, Мв – момент вращения Земли, ω – угловая скорость Земли, Φ з – магниный поток, создаваемый полем Земли.

тов малы, а природных процессов обогащения для начала процесса ядерных реакций пока не выявлено.

Единственным источником повышенных температур недр является диссипация тепла в результате гравитационных сил. На разных этапах сжатия под воздействием гравитационных сил для каждого минерала в свое время реализуется тепло в результате воздействий на упругую систему, электромагнитное поле, ядра химических элементов. Повышение температуры может превысить температуру плавления вещества на этой глубине и начинается плавление. В среде гетерогенного состава реализуется механизм зонной плавки, когда первоначально выплавляется легкоплавкий компонент, а затем и другие. За счет этой реакции среды происходит уплотнение фронтальной части (области сжатия). Таким образом, область плавления – это зона смены сжатия (фронтальной части гравитационного поля) на область разуплотнения (тыльную часть гравитационного поля). С учетом особенностей геологических процессов в этой зоне автор в 1990 году назвал его активным слоем Земли (2). Геофизики еще ранее по изменениям физических параметров выделяли слой, названный ими астеносферой. Это не синонимы, а выражение различными способами одних и тех же процессов в недрах Земли. Астеносфера распространяется несколько глубже активного слоя, захватывая часть мантии, утратившей кристаллическое состояние при высоких температурах (но ниже температуры плавления).

5. Активный слой заслуживает более обстоятельной характеристики, поскольку он "управляет" важными процессами в земной коре, включая образование полезных ископаемых.

Активный слой – это область в недрах Земли, где скорость вещественных преобразований возрастает за счет магматической дифференциации и участия флюидной фазы. По данным Р. Аффена и А. Джесопа (1) темпы прироста температур недр с глубиной и температур плавления базальта и гранита при возрастании давления не совпадают (рис. 2).

При температурах недр, соответствующих глубинам 40–200 км, она превышает температуру плавления гранита, а на глубинах 70–400 км – температуру плавления базальта. Это значит, что в этих интервалах глубин (при соответствующих давлениях) вещество гранитного и базальтового составов должно находиться в расплавленном состоянии. Кроме того, с глубин 26 км и 56 км при снижении давления и адиабатическом снижении температур плавления граниты и базальты могут выплавляться в соответствующих условиях, например, в зонах прогрессивного динамо-термального метаморфизма на регрессивном этапе (палингенные граниты).



Рис. 2. Схема образования активного слоя Земли.

Следовательно, в недрах Земли существует непрерывный слой, содержащий частично расплавленное вещество гранитного и базальтового составов, называемый активным слоем.

В тыльной части реализуется процесс, издавна называемый изостазией. Она имеет две модели – Дж. Эри и Дж. Пратта. Более объективной является модель Дж. Эри с "корнями гор", которые представляют ту часть фронтального пространства, которая уплотнилась и произвела разуплотненное вещество. Обе модели не учитывают, что "всплывающий" блок вверх расширяется в соответствии с латеральными векторами разуплотнения. Эта структура выдерживается независимо от состояния субстанции (твердая, пластичная, расплавленная). Для расплавов, которые в состоянии развивать внутреннее давление, превышающее литостатическое, создаются условия для проникновения в верхние части литосферы в виде бескорневых капель.

Слой характеризуется аномальными значениями многих параметров:

-вязкость снижается на 5-7 порядков и достигает 10⁷Па·с под океаническими плитами;

-скорость распространения продольных и поперечных сейсмических волн снижается на 2–6 %;

- температура в слое возрастает на 300-400°;

-возникают повышенные пластовые давления и способность перемещения расплавов.

Представления об активном слое объясняют особую роль окраин континентов для магмо- и рудообразования. Являясь гравитационно неустойчивыми областями, они характеризуются активным течением процессов глубинной дифференциации вещества. Сюда устремляются (вытесняются) потоки подвижных компонентов как океанических, так и континентальных частей.

В свете представлений об активном слое находят логичное объяснение зоны субдукции- как области взаимодействия континентальных и океанических блоковзоны надвигания разбухающей континентальной коры на океаническую (рис. 3).



Рис. 3. Взаимоотношения континентальных и океанических блоков (Восточная Азия). А. Ранняя стадия формирования континентальной коры. В.Ю. Косыгин и В.Н. Сеначин (1988).

Расчетная схема: V
$$\rho$$
 – константа, $\Delta V = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1}$, %, $\Delta V = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y \cdot \Delta h$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta y$, $\Delta x = \Delta y = \Delta x \cdot \Delta y$

 $\Delta h \sim \sqrt[3]{\Delta V}$, $\Delta y_1 = \frac{\sqrt[3]{\Delta V}}{2} \cdot y$, км, Δy_1 горизонтальная амплитуда надвигания конти-

нентального блока на океанический, V – объем, ρ – плотность, x, y – координаты.

6. Складчатые системы являются продуктом последовательности простых геологических процессов: формирования прогиба в краевой части воздымающегося блока разуплотнения (сопряженная область сжатия), заполнения его кластическим материалом поднятий (компенсационное разуплотнение) литификация, повышение пластичности, внутренние деформации, тектонические перемещения по вертикали и горизонтали.

- 1. Бакулин Ю.И. Активный слой Земли // Сов. Геология. 1990. №4. С. 104–107.
- Бакулин Ю.И., Жукова И.В. Объективные закономерности развития. Введение в проблему. Хабаровск: Изд-во ТОГУ, 2009. 56 с.
- 3. Юрий Бакулин . Развитие Земли. От космического объекта до среды обитания Человечества. LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrucken. 2012. 120 с.
- 4. Физический энциклопедический словарь. М.: Советская Энциклопедия, 1983. 944 с.

М.М. Буслов¹, Д. Отгонббатор^{1.2}, М.А. Абилдаева^{1,2} позднепалеозойская покровно-сдвиговая тектоника алтаесаянской складчатой области

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Раннекаледонская структура прослежена и изучена на огромной территории Алтае- Саянской складчатой области, расположенной в юго-западном обрамлении Сибирского (Северо-Восточного) кратона [1]. Наиболее детально изучены раннекаледонские складчато-покровные сооружения Приольхонья и Сангилена. Для ранних каледонид Сангилена время коллизионной стадии определяется в интервале 535–490 млн лет, а последовавшей за ней трансформно- сдвиговой стадии – 490– 430 млн лет [2]. Развитие коллизионной системы в Приольхонье протекало в период 500–450 млн лет [3, 4]. Повсеместно в ранних каледонидах коллизионный тектогенез проявился в формировании гранитных батолитов. На основе статистической обработки большого числа датировок были выявлены следующие пики магматической активности: 495±5, 475±5 и 450±5 млн лет [5, 6]. Высокотемпературный метаморфизм и масштабное гранитообразование являются характерными чертами раннекаледонского орогенного этапа в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона.

Позднепалеозойские метаморфические и магматические события проявились с той или иной интенсивностью также на огромной территории, включающей, не только области собственно герцинской складчатости (Восточный Казахстан, южная часть Монголии), но и значительную часть ранних каледонид Алтае-Саянской складчатой области.

Новые геологические, геохронологические и структурные данные свидетельствуют, что на Горном Алтае, Западных Саянах и в Тункинских гольцах Восточного Саяна развита покровно-складчатая структура, формирование которой произошло в позднем карбоне – ранней перми. Возраст деформационных событий определен ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом по синтектоническим слюдам и амфиболам. В Тункинских гольцах на основании геометрического анализа макро- и микроструктур [7–9] выделяются три этапа формирования деформационных структур, последовательно сменяющих друг друга в ходе прогрессивной деформации. Первый – "покровный", (316–310 млн лет), характеризуется формированием пакета надвиговых пластин северной вергентности. В ходе второго, "покровно-складчатого" этапа (305-303 млн лет) пакет надвиговых пластин был смят в складки. Третий этап – "складчато-сдвиговый" (286 млн лет), проявился в формировании систем крутопадающих сдвигов, по которым клиновидные блоки выдавливались из областей наибольшего сжатия, в западном направлении. Все деформационные структуры развивались в обстановке субмеридионального сжатия. Покровообразование в Тункинских гольцах, Западных Саянах и на Горном Алтае одновозрастно с формированием главных сдвиговых структур восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Главного Саянского разлома, Курайской, Северо-Восточной и Иртышской зон смятий).

Покровные и сдвиговые структуры проявились одновременно с окраино-континентальными известково-щелочными и шошонитовыми сериями (305–278 млн лет), а также щелочным и щелочно-полевошпатовым сиенитами и гранитоми (281– 278 млн лет) Ангаро-Витимского плутона, которые связывают с деятельностью Таримского мантийного плюма [10–12]. Вероятнее всего плюм способствовал реализации тектонических напряжений вдали от зоны столкновения тектонических плит, как это показано на примере формирования кайнозойского Гималайско-Центральноазиатского орогена[13, 14].

Таким образом, структура юго-западного обрамления Сибирского кратона является результатом наложения двух коллизионных орогенических этапов, первый из которых раннекаледонский связан с аккрецией Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего Тувино-Монгольский микроконтинент и ряда других террейнов, к окраине Сибирского континента, а второй, герцинский, с внутриконтинентальным орогенезом, связанным с коллизией Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским, созданным аккрецией Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов [15]. Одновозрастное формирование позднепалеозойских деформационных структур и плюмового магматизма на территории южной Сибири может быть связано с глобальными геодинамическими событиями, обусловленными взаимодействием тектонических плит и влиянием плюма.

Исследования выполнены в рамках проекта НИР ИГМ СО РАН при поддержке проекта ОНЗ-9.2 "Формирование ИГМ СО РАН и переработка континентальной коры на конвергентных границах плит (аккреционно-коллизионные системы)".

- 1. Добрецов Н.Л. Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–109.
- Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (юго-восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–89.
- Fedorovsky, V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Olkhon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Print. IEC SB RAS. 2005. P. 5–76.
- 4. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.
- 5. Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Крук Н.Н. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Докл. РАН. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.
- Glorie, S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaeke F., Van den haute P. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai - Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pbconstraints on its igneous record / Gondwana Researh. 2011. V. 20. P. 465–484.
- Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 1–4.
- Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2011. Т. 52.
- Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., Де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А. Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских

гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2056–2074.

- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлениями плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С, Изох А.Э., Жмодик СМ. Термохимическая модель пермо-триасовых мантийных плюмов Евразии, как основа обоснования закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых и редкометальных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 8. С. 1159–1187.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1249–1276.
- Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Delvaux, D., Berzin, N.A., Ermikov, V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430–466.
- 14. De Grave Johan, Michael M. Buslov and Peter Van den Haute. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 188–204.
- Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.

Г.М. Вовна, М.А. Мишкин

РАННЯЯ СИАЛИЧЕСКАЯ КОРА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ: СОСТАВ И ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОТОЛИТОВ

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Архейская ранняя сиалическая кора Сибирского кратона доступна изучению в выходящих на поверхность глубинных блоках фундамента Анабарского, Алданского щитов и Шарыжалгайского поднятия (рис. 1), породы которых претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фации при T = 850–960°C, P = 9–11 кбар [1].

Собственные исследования авторов и литературные материалы свидетельствуют ют о том, что основание разрезов глубинных гранулитовых комплексов указанных выше структур сложено породами метабазит-эндербитовой ассоциации. На Анабарском щите метабазит эндербитовой ассоциации соответствует далдынская серия, на Алданском щите – эндербитовая толща Нимнырского блока и нижняя (эндербитовая) толща гранулитового комплекса Сутамского блока, на Шарыжалгайском поднятии – нижняя эндербитовая толща шарыжалгайского комплекса Иркутного блока [1].

На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg протолиты гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации соответствуют полям вулканитов известковощелочной и коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов известково-щелочной серии установлены базальты, андезиты, дациты и риолиты. Исходные вулканиты коматиит-толеитовой серии представлены толеитовыми, коматиитовыми и высокомагнезиальными базальтами. 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 [1].

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 подчеркивалась ранее многими исследователями [5 и др.].

В последнее десятилетие было установлено [3], что гранулитовые комплексы восточной части Алданского щита (Восточно-Алданское поднятие) (рис. 1 VI) имеют раннепротерозойский возраст, а не архейский, как считалось ранее. Эти комплексы были включены нами в состав раннепротерозойской складчатой области, обрамляющей на востоке архейский Алданский щит [3]. Магматические протолиты этих метаморфических комплексов нижней коры дают представление о геодинамических условиях ее зарождения. Нами рассмотрены два глубинных блока земной коры вышеуказанной раннепротерозойской складчатой области – Джугджурский и Суннагинский. Основание их разреза сложено кристаллосланцами и плагиогнейсами гранулитовой фации, составляющими метабазит-эндербитовую ассоциацию. На основе закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов примесей установлено, что доминирующими протолитами пород ассоциации являются вулканиты известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий.



Рис. 1. Схема распространения архейской ранней сиалической коры Сибирского кратона и раннепротерозойского фундамента складчатого обрамления.

1 – архейская кора, вскрытая на щитах и поднятиях; 2 – архейская кора, перекрытая платформенным щитом; 3 – раннепротерозойский фундамент складчатых областей, вскрытый на поднятиях 4 – раннепротерозойский фундамент складчатого обрамления, перекрытый рифей-фанерозойскими образованиями; 5–12 – изотопные датировки возраста магматических протолитов метаморфических комплексов: 5, 6 – раннеархейские (5 – U-Pb метод, 6 – Sm-Nd модельный метод), 7–9 позднеархейские (7 – U-Pb метод, 8 – Sm-Nd изохронный, 9 – модельный методы), 10–12 – раннепротерозойские (10 – U-Pb метод, 11 – Sm-Nd изохронный, 12 – модельный методы); 13 – предполагаемые области распространения раннеархейской сиалической коры; 14 – линии разломов.

Римскими цифрами обозначены структуры фундамента вскрытые на поверхности.

I – Алдано-Становой щит, II – Анабарский щит, III-А – Шарыжалгайское и III-Б – Канско-Бирюсинское поднятия, IV–IX – раннепротерозойские поднятия: IV – Восточно-Алданское, V-А – Восточно-Становое, V-Б – Западно-Становое, VI – Оленёкское, VII – Усть-Ленское, VIII – Гонжинское, IX – Дербинское.

На мультиэлементной диаграмме раннепротерозойские эндербиты метабазит-эндербитовой ассоциации Восточно-Алданского поднятия обладают сходной топологией графика с серыми гнейсами фундамента платформ [7], для которых характерны минимумы Ta, Nb, P, Ti.

Принятая модель формирования исходных вулканитов метабазит-эндербитовой ассоциации архея и раннего протерозоя включает две стадии. Первая стадия характеризуется декомпрессионным частичным плавлением вещества поднимающегося мантийного плюма с образованием расплавов коматиит-толеитовой серии. Во вторую стадию происходит образование вулканитов известково-щелочной серии путем частичного плавления метабазитовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма.

Существующие в настоящее время изотопные датировки возраста протолитов метаморфических комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления позволяют сделать следующие выводы. В раннем архее 3.3–3.4 млрд лет назад на месте Сибирского кратона (в современных географических координатах) существовало, по крайней мере три области проявления древнего плюмового магматизма (Анабарский щит, (рис. 1 II), Алданский щит, (рис. 1 I), Шарыжалгайское поднятие (рис.1 III-А), где формировались первые микропротоконтиненты будущего Сибирского кратона. Кроме того, предположительно выделены еще две области проявления раннеархейских плюмов (рис. 1) на основании Sm-Nd модельных датировок пород погребенного фундамента по керну скважин. [2].

Плюмовой магматической деятельностью в позднем архее была полностью сформирована архейская ранняя сиалическая кора нынешнего Сибирского кратона. В раннем протерозое плюмовая магматическая активность сместилась в периферийные области Сибирского протократона, в результате чего была сформирована ранняя сиалическая кора фундамента его складчатого обрамления (рис.1).

На диаграмме Nb/Y-Zr/Y [6] толеитовые метабазальты архейских раннекоровых метаморфических комплексов Алданского щита и раннепротерозойского складчатого обрамления (Джугджурский и Суннагинский блоки Восточно-Алданского поднятия) располагаются в поле плюмовых магматических источников (рис. 2), что подтверждает принятую авторами плюмовую модель формирования ранней сиалической коры.



Рис. 2. Диаграмма Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2008) для толеитовых метабазальтов раннекоровых метаморфических комплексов Алданского щита. Ранний архей: 1 – нимнырский, 2 – олёкминский; поздний архей: 3 - сутамский, 4 курультинский; ранний протерозой: 5 – джугджурский, 6 – суннагинский. Поля пород: ОРВ – базальты океанических плато, ОІВ - базальты океанических островов. N-MORB базальты срединно-океанических хребтов, ІАВ - островодужные базальты.

Имеющиеся в настоящее время данные по изотопному датированию протолитов архейских метаморфических комплексов позволяют предполагать, что большая часть ранней сиалической коры Сибирского кратона была сформирована в позднем архее в результате плюмовой магматической деятельности [1]. Авторы полагают, что архейский Алданский щит на востоке обрамляется раннесиалическими нижнепротерозойскими образованиями, которые составляют часть обширной складчатой области, протягивающейся на север до окраин Анабарского щита и далее, до устья р. Лены, где на Усть-Ленском выступе (рис. 1 VII) установлено наличие гиперстеновых плагиогнейсов (эндербитов) кислого состава с возрастом протолита 1910±5 млн лет (метод SHRIMP) [4]. Имеющиеся изотопные датировки позволяют полагать, что раннепротерозойские складчатые области обрамляют Сибирский кратон не только на востоке, но и на севере, западе и юге (рис. 1).

- 1. Вовна Г.М., Мишкин М.А., Сахно В.Г. и др. Архейская ранняя сиалическая кора Сибирского кратона: ее состав и генезис магматических протолитов // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 4. С. 509–512.
- 2. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8, №4. С. 394–408.
- 3. Мишкин М.А. Вовна Г.М., Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 36–52.
- 4. Прокопьев А.В., Смелов А.П., Миллер Э.Л. и др. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 26–29.
- 5. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
- Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. Archean Crustal Evolution / Ed. Condie K.C. Amsterdam. Elsevier. 1994. P. 205–259.

А.А. Гаврилов

ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Существующий уровень геологической изученности региона допускает конкуренцию нескольких тектонических моделей строения и развития горных сооружений. Среди них целесообразно отметить следующие: геосинклинально-складчатую (С.А. Салун, Г.И. Худяков, Г.М. Власов и др.), террейновую (Б.А. Натальин, А.И. Ханчук, И.В. Кемкин и др.), плюмовую (В.В. Ярмолюк, В.И Коваленко, В.Г. Сахно), линеаментно-блоковую (Л.И. Красный, Э.П. Изох и др.) неотектоническую (ЮФ. Чемеков, Г.Ф. Уфимцев, Ф.С. Онухов и др.), горст-аккреционную и рифто-грабеновую (В.П. Уткин); тектоно-магматической активизации (В.И. Сухов, В.К Путинцев и др.) и очагового текто- и морфогенеза (В.В. Соловьев, И.К. Волчанская, И.Н. Томсон, Б.В. Ежов, С.М.Тащи, В.В. Середин, и др.). Необходимость выявления наиболее адекватной предполагает как критический анализ их достоинств и недостатков, так и синтез разноплановой геологической, геофизической и геоморфологической информации, выявление всего многообразия причинно-следственных, конформных связей между особенностями глубинного строения, формированием элементов структурного плана и процессами возникновения горных сооружений исследуемой территории. Очевидно, что такая модель должна объяснить принципиальные черты строения эндогенного рельефа юга Дальнего Востока (ДВ). К их числу, по мнению автора, относятся: 1 – принадлежность к северо-восточному сегменту Восточно-Азиатского мегасвода; 2 – близкие гипсометрические характеристики горных сооружений; 3 - субпараллельное размещение основных орогенных поясов и сопряженных с ними систем межгорных впадин; 4 – линейно-узловое (с элементами трансляционной симметрии) строение орогенов, представляющих собой ряды сводовых поднятий центрального типа и соотносимых с ними крупных водораздельных узлов 5 – наличие радиальной зональности распределения высот и орографических элементов относительно ядер сводов; 6 – существование у сводов упорядоченной организации элементов внутреннего строения, которым соответствуют водораздельные узлы меньшего порядка.

Основные расхождения существующих гипотез, моделей орогенеза региона обусловлены: 1 – неодинаковыми представлениями о соотношениях горизонтальных и вертикальных тектонических движений; 2 – разной расстановкой приоритетов в выборе ведущих факторов, механизмов и временных рамок процессов горообразования; 3 – различиями воззрений на предысторию развития горых сооружений, типы земной коры, времени, механизмы ее образования и т. д.; 4 – выбором разных комплексов методов исследований и подходов к интерпретации геоморфологических, геологических и геофизических материалов. В кратком обзоре можно отметить лишь некоторые существенные, по мнению автора, недостатки предлагаемых моделей.

В геосинклинально-складчатой – не установлены приоритетные отношения между различными типами дислокаций, не определена роль магматизма и глубинных факторов в процессах орогенеза. В линеаментно-блоковой концепции на первый план выдвигаются представления о существовании отчетливо выраженной блоковой делимости земной коры региона, иерархии блоковых и разломных структур, развивающихся дифференцированно во времени и пространстве, но значение других типов дислокаций практически не учитывается. Остаются не раскрытыми вопросы природы орогенеза, оценки факторов, обусловливающих специфику строения и развития отдельных орогенов. Например, в качестве основных типов морфоструктур горных областей с неотектонических позиций Г.Ф. Уфимцев [1] рассматривает сводово-горстовые и глыбовые поднятия. Предполагается, что формирование молодых сводов обусловлено: а) линейным короблением земной коры в условиях продольного горизонтального сжатия и сдвиговых перемещений по зонам региональных разломов, б) образованием краевых взбросов, в) воздыманием осевых горстов за счет изостатических процессов. И лишь в областях современного вулканизма решающая роль в процессах горообразования отводится процессам магматизма. Очевидно, что все эти построения противоречат геологическим данным о позднемезозойском региональном этапе орогенеза и гранитоидного магматизма, длительности формирования морфоструктурного плана территории. Кроме того, объемы и фациальные особенности позднекайнозойских коррелятных отложений межгорных впадин явно не соответствуют постулируемым масштабам неотектонических процессов горообразования. В модели В.П. Уткина [2] горообразование связано с обособлением горстовых систем поднятий, развивающихся на континентальной коре сопряженно с формированием сосдвиговых раздвигов и грабенов в условиях масштабных горизонтальных левосдвиговых перемещений тектонических масс. Предполагается, что в ходе таких процессов реализуется трансформация горизонтальных движений в вертикальные. При этом, однако, не учитываются очевидный разрыв между временем формирования орогенных поднятий и грабенов межгорных и предгорных впадин региона, особенности морфоструктурного и глубинного строения горных сооружений.

В террейновых построениях акцент делается на коллизионно-аккреционных процессах, реализуемых в верхних частях литосферы при полном превалировании горизонтальных движений. В соответствии с этими представлениями Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный орогенный пояс рассматривается, например, как гигантский S образный вал, возникший при синсдвиговом сжатии доаккреционных структур на океанической коре при формировании литосферы континентального типа за относительно короткий интервал времени в 60 млн лет (средняя юра-альб) [3]. Показательно, что во всех построениях, базирующихся на представлениях о масштабных горизонтальных движениях и контракционной или коллизионно-аккреционной природе горообразования, доминирует механистический подход к процессам тектогенеза при существенной недооценке структурно-вещественных преобразований земной коры при процессах магматизма, метаморфизма и данных о глубинном строении территории. Неупорядоченность масштабных перемещений литосферных пластин, блоков, создающих тектонические коллажи, явно противоречит отчетливо выраженным пространственным закономерностям строения горных сооружений юга ДВ (субпараллельность горных систем, трансляционная симметрия размещения сводовых поднятий и др.).

В моделях тектоно-магматической активизации особое значение придавалось геодинамической активности систем разрывных нарушений, многие из которых играли роль магмо- и рудоконтролирующих структур. Акцентировалось внимание на неразрывной связи горообразования с процессами гранитоидного магматизма. Образование рифтогенных впадин, депрессий и нисходящие движения земной коры ассоциировались с базитовым вулканизмом. Дополнили эти представления факты широкого распространения в областях горных поднятий морфоструктур центрального типа (МЦТ) различных размеров, рангов и глубин заложения [4], что предопределило выдвижение на первый план представлений об очаговом характере процессов орогенеза. Более широко стали использоваться конусообразные (геоконы) модели астенолитов, мантийных диапиров и плюмов как закономерно организованных МЦТ с упорядоченной сетью конических и дуговых, кольцевых, радиальных разломов и ярусно-древовидным размещением сателлитных магматических центров, сопряженных с геолого-геофизическими разделами Земли.

Еще в середине 60 гг. прошлого века в работах Г.И. Худякова, Э.Н. Лишневского, В.К Шевченко отмечалась приуроченность гравитационных минимумов территории к поднятиям, рассматривалась активная роль гранитных интрузий в формировании горных хребтов и делались выводы о том, что воздымание обусловлено либо увеличением мощности гранитного слоя земной коры, либо процессами его разуплотнения, либо механическим давлением интрузий гранитоидов. Но только появление данных космической геологии, развитие концепций очагового тектогенеза и плюмовой тектоники позволило рассматривать в качестве тектонической основы орогенов пространственные, иерарахические ряды глубинных инъективных дислокаций и сопряженные с ними региональные линейные и изометричные системы центров гранитоидного магматизма.

Изучение конформных связей горного рельефа рассматриваемой территории с глубинными неоднородностями и геологическим строением верхних частей литосферы показало, что наиболее адекватно отражает основные особенности строении и развития орогенов региона модель симбиотического развития зон магмоконтролирующих разломов, глубинных инъективных дислокаций и магматических центров, образующих триаду энергонесущих систем недр планеты, Полученные данные говорят не о коллизионной, коллизионно-аккреционной, а о глубинной, тектоно-магматогенной природе горных сооружений юга ДВ, превалирующей роли очаговых механизмов орогенеза в условиях аномально высокой дефлюидизации и дегазации мантии.

Пространственная организация мегасводов Востока Азии [4] отчетливое доминирование северо-восточных ориентировок крупнейших линейных элементов морфоструктурного плана (островные дуги, орогенные, окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса и др.) зоны перехода позволяют рассматривать циркумтихоокеанские разломы как главные структуры повышенной проницаемости литосферы и каналы поступления глубинных потоков тепло-массопереноса на стыке Тихоокеанского и Евроазиатского геоблоков. Однако на региональном уровне определяющую энергонерирующую роль играл Восточно-Азиатский (Амурский) плюм [5], За пределами наплюмового мегасвода (Восточно-Азиатская мега-МЦТ) на прилегающих территориях процессы горообразования протекали иначе, или не реализовались вообще. Геохронология гранитоидного магматизма в период поздней юры-раннего мела указывает на близость горообразующих процессов в пределах главных элементов внешнего (Восточно-Забайкальский, Становой и Сихотэ-Алинский орогенные пояса) и внутреннего (Большехинганский и Корейско-Охотский орогены) концентров этой гигантской кольцевой постройки. Она служила ареной гранитоидного магматизма на протяжении всего фанерозоя, но наиболее активное развитие началось с раннего палеозоя. Примерные оценки показывают, что площадь ареалов гранитоидов разного возраста в пределах Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода составляет около 2.5 млн км², т. е. не менее 62 % его общей площади. Такие масштабные проявления эндогенной активности недр на территории около 4 млн км² на протяжении сотен миллионов лет геологической истории можно объяснить лишь периодической активизацией мощной глубинной структуры, соотносимой с плюмом.

Изучение магматических центров областей современного вулканизма показывает [6], что более 90 % материала магматических очагов не достигает земной поверхности, оставаясь в пределах верхних участков литосферы и выступая важнейшим фактором ее структурно-вещественных преобразований. Можно предполагать, что в недрах региона в ходе автохтонного и аллохтонного гранитообразования на орогенной стадии развития и в этапы активизации были образованы многие миллионы кубических километров метаморфических и магматических пород. По особенностям размещения вулкано-плутонических комплексов и общей направленности миграции тектоно-магматической активности юга ДВ отчетливо выделяются позднеюрско-раннепалеогеновый и эоцен-четвертичный этапы магматизма. Во время первого происходило последовательное перемещение фронта континентального, преимущественно известково-щелочного гранитоидного магматизма с запада на восток, в сторону окраины континента. С эоцена, после инверсии тектонического режима, тенденция изменилась на обратную. Вектор развития базитового рифтогенного вулканизма оказался направлен от окраинных морей в глубь континента. В это время в пределах региона начали формироваться наложенные системы межгорных впадин, котловины окраинных морей, произошли излияния базальтоидов (кузнецовский комплекс).

Таким образом, формирование и главные черты развития Хингано-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов юга ДВ определяются комплексом факторов: периодической активизацией глубинных циркумтихоокеанских разломов, Восточно-Азиатского плюма и его сателлитных магмогенерирующих центров, устойчивой миграцией фронта орогенного кислого магматизма в позднем мезозое-раннем кайнозое с запада на восток, а явлений рифтогенной деструкции земной коры, обусловливающих заложение межгорных впадин и базитовый вулканизм в среднем и позднем кайнозое, с востока на запад.

- Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
- 2. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 44–72.
- Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
- Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа // Карта морфоструктур центрального типа территории СССР, М 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
- Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 237 с.
- 6. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.

М.В. Горошко, Б.Ф. Шевченко, Г.З. Гильманова

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Границы Тихоокеанского (ТПП) и Центрально-Азиатского (ЦАПП) подвижных поясов на изданных в различные годы картах существенно отличаются друг от друга. Многие исследователи включают в их состав различные блоки [1, 5, 6, 9].

На карте Приамурья масштаба 1: 2 500 000 составленной под редакцией Л.И. Красного и Пэн Юньбяо на восточном фланге Центрально-Азиатского подвижного пояса на территории России расположены восточный фланг Монголо-Охотского орогена, Цзямусы-Буреинский массив (микроконтинент) и Ханкайский массив [2].

В работе Л.М. Парфенова с соавторами [7] принято положение о том, что Монголо-Охотский складчатый пояс входит в состав ЦАПП, а конфигурация границ с Цзямусы-Буреинским массивом подобна схеме Л.П.Карсакова [9, 14].

А. И. Ханчук с соавторами на месте всех вышеуказанных структур выделяет Ульбанскую, Баджальскую, Хабаровскую мезозойские аккреционные призмы, а на месте Монголо-Охотского орогенного пояса - Тукурингро-Джанинский, Унья-Бомский, Ланский, Галамский, Тугурский, Ниланский террейны палеозойского-раннемезозойского возраста [1].

Расхождение между этими схемами основано на различном понимании природы этих структур, границ между ними и тектонической природы структурно-вещественных комплексов восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса. Одни исследователи относят ороген к ЦАПП, а другие включают в состав ТПП.

Полученные в последние годы новые геолого-геофизические данные позволили пересмотреть положение границ Цзямусы-Буреинского массива и тем самым представить иное, отличное от предшествующих построений, положение восточной границы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Это материалы геологических съемок масштаба 1:200 000–1:1 000 000, данные сейсмопрофилирования, гравиметрические и магнитные данные, цифровые модели рельефа, обработанные по методике разработанной в ИТиГ [3, 4, 8], модели подошвы земной коры и литосферы и их районирование по блокам различной мощности.

На основе модели строения подошвы земной коры, полученной в результате интерпретации сейсмических и гравиметрических данных, выделены глубинные границы Цзямусы-Буреинского и Ханкайского массивов. Проекция на земную поверхность восточных границ корреспондируется с известными разломами [12, 13].

Рельеф поверхности Земли также является показателем развития геодинамических процессов, протекающих в приповерхностном слое Земли, и отражает геологическое строение территории. На основании результатов космической радарной съемки (SRTM 03) была составлена цифровая модель рельефа на изучаемую территорию. Затем она была математически обработана по существующим оригинальным программам [8]. Суть такой обработки сводиться к вычислению модуля градиента рельефа. В результате такой обработки получается изображение, готовое для дальнейшей обработки средствами линеаментного и текстурного анализов. Высокая достоверность геологической интерпретации и последующих геолого-



Рис. а) схема делимости верхней части земной коры по результатам интерпретации модуля градиента рельефа земной поверхности; б) схема тектонического районирования области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов: 1 – кайнозойские впадины: I – Амуро-Зейская, II – Сунляо, III – Средне-Амурская, IV – Верхне-Зейская; 2 – мезозойские вулканические пояса: СХ – Северо-Хинганский, ВСА – Восточно-Сихотзалинский, 3 – мезозойский Сихотзалинский орогенный пояс, 4 – Монголо-Охотский позднегерцинско-индосинийский орогенный пояс; 5 – герцинские орогенные пояса: ЛС – Луньцзян-Селемджинский, СИ – Силамулун-Иэнбенский; 6 – Селенга-Становой каледонский орогенный пояс; 7 – микроконтиненты (массивы) с докембрийским фундаментом (буквы в кружках): АМ – Аргуно-Мамынский, ЦБ – Цзямусы-Буреинский, Х – Ханкайский; 8 – Сибирская платформа; 9 – основные разломы (цифры в кружках): 1 – Северо-Тукуригрский, 2 – Южно-Тукурингрский, 3 – Туранский, 4 – Илань-Итунский, 5 – Арсеньевский, 6 – Дигделано-Лимурчанский, 7 – Дунми.

структурных и тектонических построений подобного рода материалов многократно была продемонстрирована разными авторами [3, 4, 10, 11, 12]. Результатом дешифрирования явилось несколько другое представление о границах Цзямусы-Буреинского массива и Восточного фрагмента Монголо-Охотского орогенного пояса (рис а).

Таким образом, на основании проведенных исследований появилось основание для иной трактовки границы между тектоническими поясами.

Геологические данные, пересмотренные с учетом полученных структурных построения, поддерживают новую трактовку восточной границы ЦАПП. Сюда относится следующая информация:

1. Палеозойские вулканогенно-осадочные и осадочные образования широко распространены на восточной границе Ханкайского массива Центрально-Азиатского тектонического пояса. На севере района палеозойские отложения, слагающие Галамский блок, отнесены. соответственно, к Сихотэ- Алинскому и Монголо-Охотскому орогенным поясам [6]. Сулукский блок на восточном фланге Цзямусы-Буреинского массива Л. П. Карсаковым отнесен к Центрально-Азиатскому поясу, но многие исследователи включают его в Сихотэ-Алинский орогенный пояс, что вряд ли оправдано. По нашему мнению, оба эти блока по аналогии с Ханкайским массивом, принадлежат Цзямусы-Буреинскому массиву Центрально-Азиатского пояса.

2. Юрские прогибы с континентальными, прибрежно-континентальными и, частично, морскими отложениями на докембрийских массивах Центрально-Азиатского пояса получили широкое распространение (Буреинский, Верхнеамурский, Депский и другие). По нашему мнению, Ульбанский и Торомский прогибы относятся к их числу. Они выполнены юрскими прибрежно-морскими и континентальными фациями с обилием перерывов и несогласий, косослоистых отложений с растительными остатками, что характерно для внутриконтинентальных бассейнов.

3. Мезозойские эффузивы в Сихотэ-Алинском орогенном поясе слагают линейно вытянутый вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс. В других блоках, которых мы считаем принадлежностью Центрально-Азиатского пояса, эффузивные поля слагают отдельные ареалы, локальные поля, редко – короткие зоны, что характерно и для других докембрийских массивов Центральной Азии.

Все эти признаки говорят о том, что палеозой - юрские отложения на севере территории не принадлежат Сихотэ-Алинскому орогенному поясу, а входят в состав Цзямусы-Буреинского массива Центрально-Азиатского подвижного пояса.

На представленной схеме, с учетом всего вышеизложенного, (рис. б) приведено положение новых границ Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее" при поддержке Президиума ДВО РАН (проекты №№ 12-I-0-08-004 № 12-1-0-ОНЗ-10), при финансовой поддержке гранта РФФИ, ГФЕН (проекты № 12-05-00088a, 12-05-91158, 09-05-00223- а), гранта ДВО РАН (проект № 12-I-П 27-07).

- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн./под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Геологическая карта Приамурья / Под ред. Л. И. Красного, Пэн Юньбяо. М-б 1:2 500 000. С-Пб, 1999.
- Гильманова Г.З., Рыбас О.В., Горошко М.В Применение преобразованных цифровых моделей рельефа для геолого-структурного районирования крупных блоков земной коры // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 34–43.
- Гильманова Г.З., Шевченко Б.Ф., Рыбас О.В., Диденко Е.Ю, Головей С.В. Линейные геологические структуры юга Алдано-Станового щита и восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геодинамический аспект // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 61–70.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его применение к Центрально-Азиатскому складчатому полюсу. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Очерки региональной геологии (объяснительная записка к геологической карте России и сопредельных государств в границах бывшего СССР). М-ба 1: 5 000 000 / Под ред. Р. И Соколова и А.Н. Жамойды. Л. ВСЕГЕИ, 1992. 252 с.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- О.В. Рыбас, Г.З. Гильманова, Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исследование земли из космоса 2011. № 6. С. 45–52.
- Тектоника, глубинное строение, металлогения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к тектонической карте м-ба 1:1 500 000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, (коллектив авторов). 2005. 264 с.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В. Коллизионная система палеозоя западного Прибайкалья: структура из космоса // Тектоника и глубинное строение востока Азии. VI Косыгинские чтения. Доклады всероссийской конференции 20–23 января 2009 г., Хабаровск. Хабаровск: ИТи Г ДВО РАН, 2009. С. 90–92.
- 11. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., и др. Ольхонский геодинамический полигон: пакет карт геологического содержания // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН. Т. 2. ИЗК СО РАН, Иркутск, 2010. С. 134–135.
- Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З., Рыбас О.В. Геодинамика и линеаментные структуры Амурской тектонической плиты // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции, сентябрь. 2011. С. 339–341.
- 13. Шевченко Б. Ф., Гильманова Г.З., Рыбас О.В. Кайнозойский рифтогенез и линеаментные структуры восточной части Амурской плиты // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 137–139.
- 14. Tectonic Map of the Central Asian Pacific Belts junction area. Khabarovsk Shenyang, 2001.

Н.А. Горячев, Б.Ф. Палымский, А.Н. Петров

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ КОЛЫМО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА

ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Основные тектонические структуры Колымо-Охотского региона (рис.) Омолонский и Охотский дорифейские жесткие массы (микроконтиненты, средин-ные массивы), Омулевский и Приколымский террейны (горст-антиклинальные поднятия), антиклинории и синклинории Куларо-Нерского и Вилигинского террей-нов Яно-Колымского и Охотско-Корякского орогенных поясов, а также позднемезо-зойские вулканогенные пояса – позднеюрский Уяндина-Ясачненский, раннемеловой Удско-Мургальский и позднемеловой Охотско-Чукотский. Региональные разломы, разграничивающие эти структуры и делящие их на крупные блоки, образуют структурный каркас региона; они группируются в системы, различающиеся возрастом разрывов и их кинематикой, длительностью формирования, соотношением со структурно-вещественными комплексами, кинематикой и рядом других признаков. Характеристика разломов приведена в соответствии с современным картографическим выражением; не исключено, что в процессе их развития кинематика была более сложной.

Общие очертания Омолонского кратонного блока (микроконтинента, массива) определяются сочетанием Ушурэкчанского и Тебанинского разломов северозападного простирания с Ольчинским и Правоомолонским сбросами северо-западной ориентировки. Такое же простирание имеют внутриблоковые разломы Няникинский, Омкучанский, контролирующие размещение позднемезозойских впадин. Вероятно, эта система является наиболее древней.

Границами Омулевского и Приколымского поднятий служат региональные разломы Дарпир, Долинный, Ярходонский, образующие фрагментированную "главную дугу", изменяющую простирание от северо-западного вдоль границы Омулевского поднятия, до субмеридионального по восточному ограничению Приколымского поднятия. В современном виде они представляют собой ясно выра-женные надвиговые пластины, с падением сместителей в сторону поднятий под углами 10–30°.

Более молодой возраст имеет «колымский» ансамбль разломов Яно-Колымского орогенного пояса. Они имеют преимущественно северо-западное простирание, прослеживаются на многие сотни километров, ограничивая крупные тектонические блоки. Среди этой категории разрывов намечается две обособленные группы. Конфигурация разломов первой из них (Янский, Тенькинский, Чай-Юрь-инский, Правооротуканский, Кырчанский) достаточно отчетливо подчинена «главной дуге», изменяя простирание от северо-западного на западе до субши-ротного в центральной части территории. На северо-западном продолжении Яно-Колымского орогенного пояса с ними корреспондируется Чаркынский надвиг. В современном плане большинство разломов этой группы принадлежит к надвигам, взбросо-надвигам, местами переходящим в сдвиги (например, Хиникинский сдвиг на северном продолжении Тенькинской зоны надвигов).

Разломы второй группы более прямолинейны, закартированы как левые сдвиги, конформны складчатым структурам северо-западного простирания (Дебинский



Рис. Схема тектонического районирования Охотско-Колымского региона Яно-Колымский орогенный пояс:

1 – дорифейские жесткие массы (микроконтиненты, массивы): ОМ – Омолонский, ОХ – Охотский; 2 – погруженные блоки фундамента: Аз – Ауланджинская зона ОМ, Хз – Хетачанская зона ОМ, Бз – Березовская зона ОМ, Из – Инская зона ОХ; З – палеозойские поднятия (горст-антиклинории, террейны): ОП – Омулевское, ПП – Приколымское; 4 – АЮА – Аян-Юряхский антиклинорий; 5 – зоны магмоконтролирующих разломов; 6 – синклинории: ИДС – Иньяли-Дебинский, СС – Сугойский. Уяндина-Ясачненский вулканогенный пояс: Лг – Лыглыхтахский грабен, Эг – Элегчанский грабен; Охотско-Корякский орогенный пояс: 8 – Авековский дорифейский блок (Аб); 9 – структурные зоны: АВС – Армано-Вилингская; ГЗ – Гижигинская зона; 10 – контуры крупных складок; 11 – Кони-Тайгоносская область (включая Удско-Мургальский вулканогенный пояс): Мт – Мотыклейский блок, Кп – Кони-Пьягинский блок, Тг – Тайгоносский блок; 12 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13 – надвиги; 14 – сдвиги (а), сбросы (б); 15 – оси линейных складок.

и Умарский разломы, разделяющие Иньяли-Дебинский синклинорий на два параллельных блока, крупный разлом Улахан смещащий более чем на 50 км Тасканский блок Омулевского террейна, и ряд второстепенных – Арга-Тасский, Лабазненский и др.). Они пересекают надвиги, ограничивающие палеозойские блоки, что однозначно свидетельствует о более молодом возрасте "колымских" разломов.

Фрагментарно представлена «приохотская» система надвигов и взбросо-надвигов преимущественно северо-восточной ориентировки, с падением плоскостей сместителей под углами 20–50°. Эти разломы (Чайвавеемский, Пареньский, Вархаламский, Нейнегский, Южно-Тайгоносский) разделяют Армано-Вилигинский и Кони-Тайгоносский структурные элементы Охотско-Корякского орогенного пояса, как правило не превышают в длину 100–150 км и часто завуалированы более молодыми нарушениями. Элементами этой системы являются Право-Оротуканский, Паутовский и Кырчанский разломы, возможно Ольчинский, формирующие встречную к границе Приколымского и Омулевского блоков дугу также картирующуюся как зону надвигов.

Особую систему образуют разрывные нарушения, связанные со становлением и формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса – Хурэнский, Арбутлинский, Угуланский, Приохотский, Доктомычанский. Они обычно выражены серией более мелких сопряженных разрывов типа сбросов или сдвигов (также с левосторонним смещением), и отчетливо контролируют размещение вулкано-текто-нических структур, поэтому правильней называть их тектоно-магматическими (тектоно-вулканическими) В пределах региона эти разломы, протяженностью мно-гие сотни километров, плавно меняют простирание с субширотного на западном фланге Охотско-Чукотского пояса до северо-восточного на его восточном продол-жении. С этой системой тесно связаны так называемые зоны тектоно-магматической активизации, отходящие от пояса почти под прямым углом, имея север-северо- восточную или субмеридиональную ориентировку, и контролирующие либо сближенные вулканоструктуры (Куйдусунская, Балыгычанская, Конгинская зоны активизации), либо цепочки массивов позднемеловых гранитоидов (например, Коркодон-Наяханская зона). Мы предполагаем, что данная система была заложена в период формирования раннемелового Охотско-Корякского орогенного пояса и она в современном плане наследуется молодыми разломами (Челомджа-Ямский, Прибрежный), сопровождающимися кайнозойскими грабенообразными прогибами, прослеживающимися вдоль побережья Охотского моря в субширотном направлении.

В.М. Гранник

ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ОСТРОВА САХАЛИН И ДНА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

В геологической структуре о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий выделяются два структурных этажа. Палеозойские, мезозойские и палеогеновые образования, слагающие фрагменты структурных элементов раннемеловой и позднемеловойпалеогеновой континентальных тихоокеанских окраин, были интенсивно дислоцированы в ларамийскую фазу сжатия (поздний мел-палеоген). Они образуют нижний структурный этаж. Ларамийские складчатые сооружения Сахалина, начиная с палеоцена подверглись деструкции. В результате был сформирован верхний структурный этаж, сложенный менее дислоцированными окраинно-морскими и континентальными палеоценовыми-четвертичными рифтовыми, синсдвиговыми и пострифтовыми угленосными и нефтегазоносными отложениями, а также сопряженными с рифтами и сдвигами вулканическими и интрузивными образованиями.

В геологическом строении нижнего структурного этажа принимают участие Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, ограниченные с востока соответственно Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами (коллизионными швами субдукционных палеозон), блокированных соответственно в альб-сеноманское время Поронайским, а в позднемеловое-палеогеновое время – Охотморским микроконтинентами [1].

Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский террейн, сложенный меловыми отложениями преддугового прогиба и окраинного моря, и Ребун-Монеронский террейн, являющийся фрагментом раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД (вулканической островной дуги), сложенный переслаивающимися лавопирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями.

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура (коллизионный шов) представлена зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65–70 км, ограниченной глубинными разломами. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки и террейны триасовых–раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты и более мелкие их фрагменты, перекрытые окраинно-морскими образованиями, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвально-оползневыми отложениями. В ее строении принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-мезозойской океанской плиты, установленные по геологическим и геофизическим данным.

Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов аккреционных призм, восточной зоны террейнов аккреционно-коллизионных комплексов, Северо-Набильского и Озерско-Свободненского террейнов Охотоморской субдукционной сутуры и террейна океанской плиты. Вальзинский, Гомонский, Набильский, Тонино-Анивский террейны Восточно-Сахалинского составного террейна западной зоны являются фрагментами среднемеловых аккреционных призм когерентного и хаотического строения, перекрытых вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями с турбидитами, олистостромами и зонами серпентинитового меланжа. Вальзинский террейн является фрагментом интенсивно дислоцированной и метаморфизованной аккреционной призмы, покровно перекрывшим Поронайский микроконтинент. Он состоит из Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков или субтеррейнов, имеющих внутреннее чешуйчатое строение. Блоки сложены юрскими-позднемеловыми вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и терригенными породами, метаморфизованными в пренит-пумпелиитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях средних давлений. В основании тектонических пластин встречаются блоки пород, метаморфизованных в глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений. Гомонский террейн является фрагментом аккреционной призмы и глубоководного желоба, сложенным раннемеловыми и альб-сеноманскими кремнистыми, карбонатными, вулканогенными и терригенными отложениями и олистостромами, в том числе и меланжированными, которые перекрыты верхнемеловыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями. Набильский террейн является фрагментом аккреционной призмы преимущественно хаотического строения, сложенным юрскими-меловыми отложениями с преобладанием в составе брекчий, грейнитов и олистостром, перекрытыми позднемеловыми-палеогеновыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими образованиями. Тонино-Анивский террейн отделен от Озерско-Свободненского террейна субширотно ориентированным пакетом надвиговых пластин и покровов шириной 5-8 км (Вавайский меланж). Тонино-Анивский террейн включает юрско-раннемеловую кремнисто-вулканогенно-теригенную скальную толщу (900-950 м), апт-сеноманскую аккреционную призму, сложенную олистостромами, турбидитами и тектоническими меланжами с чешуйчато-надвиговыми дислокациям (утеснинская толща, более 1000м), турон-маастрихтскую евстафиевскую свиту с пачками флишоидно переслаивающихся кемнисто-терригенных пород и флиша (2600 м). Охарактеризованные отложения перекрыты залегающей несогласно с размывом нижнесреднемиоценовой туфогенно-терригенной угленосной верхнедуйской свитой (450 м) [1, 2]. Шмидтовский, Рымникский, Терпеньевский террейны восточной зоны являются фрагментами позднемеловых-палеогеновых аккреционно-коллизионных комплексов, состоящих из серий надвиговых пластин, включающих фрагменты структурных элементов ранне-позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужной системы и позднеюрской-раннемеловой Шельтингской энсиматической ВОД. Тюлений террейн установлен по данным драгирования и предположительно является фрагментом океанской плиты, перекрытым аккреционно-коллизионными комплексами [1].

Охотоморская субдукционная сутура (коллизионный шов) представлена довольно мощной (40–70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, сопоставляемой с океанской земной корой. Протягивается она вдоль восточной кромки Сахалина на расстояние более 1200 км. Охотоморская сутура довольно отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии, в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивностью до 2000 гамм. Детали строения и состава Охотоморской сутуры можно уточнить на примере ее фрагментов: Северо-Набильского и Озерско-Свободненского террейнов, которые в маастрихтское и палеогеновое время были перемещены в центральную часть о-ва Сахалин и на Тонино-Анивский п-ов соответственно, а также офиолитового меланжа надвиговых пластин, обдуцированных в конце позднемелового-палеогеновое время на восточную часть п-ова Шмидта. Озерско-Свободненский террейн состоит из крупноблокового меланжа, включающего различно ориентированные блоки пермско-сеноманской океанской коры, кампан-раннеэоценовой аккреционной призмы, отложений позднемелового-палеоценового окраинного моря. Северо-Набильский террейн включает юрский-нижнемеловой вулканогенно-кремнистый океанский комплекс, перекрытый альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями (грейнитами, дресвяными брекчиями, олистостромами), осложненными Набильской зоной крупноблокового серпентинитового меланжа. Набильская зона серпентинитового меланжа (50×2–5 км) состоит из глыб и блоков (от первых метров до сотен метров в поперечнике) ультрабазитов, габброидов, амфиболитов, зеленых сланцев, родингитов, офикальцитов, лиственитов, плагиогранитов, красных сургучных яшм, спилитов, туфов основного состава, известняков, граувакк, щелочных интрузивных и эффузивных пород. Цемент меланжа представлен апогарцбургитовыми серпентинитами. Аналогичный состав имеет Восточно-Шмидтовская зона крупноблокового офиолитового меланжа, которая, кроме того, включает фрагменты орлинской толщи и серии параллельных даек диабазов и плагиогранитов [1].

Предложенный петрохимический способ [3] позволил уточнить геодинамические обстановки формирования мезозойско-раннекайнозойских изверженных пород, установить магмогенерирующие тектоно-магматические структуры и уточнить геодинамические обстановки формирования геологической структуры Сахалина и дна прилегающих акваторий. Было установлено, что в раннемеловое время, до начала заложения ранне-позднемеловой-палеогеновой континентальной окраины, на территории Сахалина и прилегающих акваторий образуется обширныый Сахалинский окраинноморский палеобассейн. Он представлял собой часть плиты Кула, отделенную от океана вместе со спрединговыми зонами и океанскими вулканическими островами Охотоморским микроконтинентом и юрско-меловой Шельтингской ВОД. В этом окраинно-морском палеобассейне примерно со второй половины раннемелового времени происходит интенсивное терригенное осадконакопление и одновременно продолжается формирование океанских изверженных пород в спрединговых зонах, на вулканических внутриплитных островах и в океанских окраинноморских и островодужных обстановках [4]. Было показано также, что ранне-позднемеловая-палеогеновая сложная по строению Восточно-Сахалинская островодужная система состояла из тылового вулканоплутонического пояса, фронтальной вулканической островной дуги, преддугового и междугового прогибов, тыловой глубоководной впадины, Сахалинского окраинно-морского бассейна. Петрохимический состав изверженных пород структурных элементов этой системы свидетельствует о том, что она формировалась на гетерогенном фундаменте, включавшем блоки с континентальной и океанской земной корой [5]. Уточнены геодинамические обстановки формирования и установлены тектоно-магматические магмогенерирующие структуры для изверженных пород всех террейнов Восточно-Сахалинской складчатой системы, Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционных сутур (коллизионных швов) [6, 7 и др.].

Кайнозойские отложения верхнего структурного этажа занимают большую часть территории острова. Палеоцен-эоценовые отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, углистые аргиллиты, угли) накопились в субконтинентальных условиях и на подстилающих верхнемеловых отложениях залегают с небольшим стратиграфическим несогласием. Олигоценовые отложения (кремнисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, туффиты, туфы, эффузивы среднего и основного состава) накопились в результате общих погружений и обширных трансгрессий. Нижне-среднемиоценовые отложения (алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, угли и углистые аргиллиты) залегают согласно или с размывом на более древних породах. Накопились они главным образом в морских условиях, но среди них в отдельных местах присутствуют мелководно-морские, лагунно-баровые, и озерно-болотные отложения. Средне-верхнемиоценовые преимущественно морские по происхождению отложения содержат обилие кремнистого материала, имеют регрессивный тип строения и в отдельных местах содержат вулканические комплексы. Верхнемиоценово-плиоценовые тонкозернистые отложения открытого моря накопились большей частью в обстановке крупной трансгрессии. В верхней части разреза развиты прибрежные мелководно-морские и субконтинентальные отложения с большим количеством грубообломочного материала, накопившиеся в обстановке регрессии. В этой части разреза в отдельных районах присутствуют вулканические образования [1].

Структурные элементы Сахалина и дна прилегающих акваторий сформировались в процессе развития раннемеловой, позднемеловой-палеогеновой и кайнозойской континентальных окраин, которое сопровождалось проявлением насубдукционного магматизма и субдукционного метаморфизма пород, формированием преддуговых прогибов и задуговых впадин, аккреционных призм и аккреционно-коллизионных комплексов, а в кайнозое, кроме того, - деструкцией в задуговых областях континентальной земной коры, зарождением и развитием, рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтовых и синсдвиговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма. Все ранее образовавшиеся разрывные нарушения в этот период были трансформированы главным образом в правые сдвиги, взбросо-надвиги, сбросы и взбросы со сдвиговой компонентой, которые вызывали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложняли ларамийские структурные элементы. Проявление интенсивного сжатия в плиоценчетвертичное время (сахалинская фаза сжатия) сформировало современную структуру о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий [1 и др.].

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 12-1-ОНЗ-07.

- 1. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалин. Кн. Изд-во. 2004. 192 с.
- Гранник В.М., Левин Б.В. Петрохимический способ определения геодинамических обстановок формирования изверженных пород (на примере Шмидтовского террейна, о. Сахалин) // Докл. РАН. 2011. Т. 441, № 4. С. 449–503.
- Гранник В.М. Реконструкция Сахалинского окраинно-морского палеобассейна по геологическим и петрохимическим данным // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 6. С. 784–788.
- Гранник В.М. Восточно-Сахалинская островодужная палеосистема Охотоморского региона // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 4. С. 433–436.
- Гранник В.М. Изверженные породы Центрально-Сахалинского коллизионного шва (о. Сахалин) // Докл. РАН. 2012. Т. 446, № 4. С. 423–426.
- Гранник В.М. Изверженные породы аккреционных и аккреционно-коллизионных комплексов Тонино-Анивского полуострова (о. Сахалин) // Докл. РАН. 2012. № 6. С. 648–652.

И.М. Дербеко

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ (МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СЕКТОР)

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Монголо-Охотский сектор восточной окраины Азии в мезозое отмечен активными тектоническими событиями, которые сопровождались становлением различных по вещественным характеристикам вулканических и плутонических комплексов. К середине 70-х годов сформировалось устойчивое представление, что эти комплексы локализуются в протяженные структуры – вулканогенные пояса [1]: Умлекано-Огоджинский, Северо-Большехинганский, Монголо-Забайкальский, Нижнезейский (рис. 1). Все эти пояса являются внутриконтинентальными, в отличие от Охотско-Чукотского или Восточно-Сихотеалинского вулканогенных поясов. Особое положение занимает Хингано-Охотский вулканогенный пояс, так как его северная часть окраинноконтинентальная. Надо отметить, что в зависимости от пред-



Рис. 1. Размещение вулканогенных поясов в пределах Монголо-Охотского сектора Восточной Азии. Вулканогенные пояса: 1 – Монголо-Забайкальский, 2 – Большехинганский, 3 – Охотско-Чукотский, 4 – Нижне-Зейский, 5 – Хингано-Охотский, 6 – Восточно-Сихотеалинский, 7 – Умлекано-Огоджинский. 8 – Монголо-Охотский орогенный пояс (МО); 9 – тектонические границы: а) Моноло-Охотского пояса, б) прочие. Террейны (коллаж террейнов): Аргунский (А), Южномонгольско-Хинганский (ЮМ), Бурея-Цзямусинский (БЦ), Баджальский (Б), Монголо-Охотский (МО). Схема составлена по [3, 6] с дополнениями автора.



Рис. 2. Геохимические характеристики пород вулканических и плутонических комплексов: а) восточное окончание Монголо-Охотского пояса; б) южное и северное обрамление Монголо-Охотского пояса; в) Бурея-Цзямусинский супертеррейн; поздний мел кайнозой. Перерасчёт к составу примитивной мантии по [10].

ставлений исследователей, комплексы, слагающие эти структуры, часто включались в состав различных поясов. Вулканогенные пояса представлены мезозойскими образованиями, которые часто подстилаются угленосными осадками не древнее поздней юры. Датировки возраста пород вулкано-плутонических комплексов варьировали преимущественно в пределах 140–85 Ма. Вещественный состав рассматривался исключительно по петрохимическим характеристикам. В последнее 10-тилетие прецизионными методами получен значительный объём данных по геохронологии и геохимии пород региона. Это позволило конкретизировать этапы магматичеакой деятельности, составы пород, сопоставить возможность сосуществования вулканических и плутонических комплексов в едином вулканоплутоническом поясе.

В пределах восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса выделено 4 временных этапа: поздняя юра 120 Ма, когда формируются породы преимущественно кислого состава; 105 Ма андезиты гранодиориты, диориты; 101 Ма дациты, риолиты граниты; 95–90 Ма дациты, риолиты, трахириолиты граниты, субщелочные граниты [4]. Породы этих комплексов сопоставимы с образованиями известково-щелочных серий активных континентальных окраин (рис. 2а) с характерными геодинамическими особенностями для субдукции малайского типа по [2].

В южном и северном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса в интервале 140–122 Ма назад [7] шло становление дифференцированного вулкано-плутонического комплекса, где значительная роль принадлежала плутонической составляющей. По своим геохимическим характеристикам эти породы соответствуют надсубдукционным образованиям известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа (рис. 26). И, почти без перерыва (в геологическом понимании), 119 Ма назад этот магматизм сменяется формированием пород бимодальных вулкано-плутонических комплексов трахибазальт-риолитового состава. Бимодальный магматизм продолжался до начала позднего мела и сопровождал закрытие Монголо-Охотского бассейна [9]. На протяжении почти 20 Ма лет (до 97 Ма) характер магматизма не менялся и соответствовал внутриплитному. В начале позднего мела (94 Ма назад) становление бимодальных комплексов сменяется формированием трахиандезитов шошонитов (рис. 2г). Наиболее ярко этот магматизм проявился в южном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса.

В пределах Буреинско-Цзямусинского супертеррейна вулканическая активность проявилась 135 Ма назад формированием вулканитов трахириолитовой формации с характерными признаками пород внутриплитного магматизма (рис. 2в). В интервале 120-105 Ма формируется три вулканических комплекса андезитовой формации. Породы двух комплексов имеют сопоставимые геохимические характеристики, свойственные надсубдукционным вулканитам известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа. Начало их формирования соответствует формированию вулканитов с типичными характеристиками продуктов надсубдукционного вулканизма. В юго-восточном направлении они сменяются на андезиты, состав которых смещен к составу внутриплитных образований, но они сохраняют признаки надсубдукционных пород. Северную окраину супертеррейна также слагают породы андезитовой формации, но в них отмечается смещение геохимических характеристик к значениям пород, чьё становление происходило в островодужной обстановке [5]. На границе раннего и позднего мела (101-99 млн. лет) формируется типично внутриплитный вулкано-плутонический комплекс риолитов – щелочных трахидацитов и, комагматичных им, гранитоидов. По своим петрогеохимическим характеристикам этот комплекс является аналогом пород с возрастом 135 Ма – внутриплитный. Как наиболее вероятный тектонический сценарий предполагается, что на границе раннего и позднего мела произошла коллизия Бурея-Цзямусинского и Баджальского террейнов.

Анализ этапов магматизма и его геодинамических обстановок показывает, что для каждой региональной тектонической единицы характерны собственные возрастные этапы мгматизма с индивидуальным вещественным составом пород (рис. 2). И эти этапы не совпадают по времени формирования вулканических и плутонических комплексов, которые объединялись в вулканогенные пояса. Так на восточной окраине Монголо-Охотского орогенного пояса на протяжении длительного времени существовала субдукционная обстановка. Судя по положению магматических комплексов, вулканическая активность в период J_3 –120 Ма, затронула только территорию Ниланского террейна. Возможно, он представлял в этот период самостоятельную тектоническую единицу. И только в конце раннего мела в начале позднего мела здесь происходили, судя по интенсивности магматической активности, катастрофические процессы, связанные с субдукцией Тихоокеанской плиты под континентальную окраину, т.е. под образования Монголо-Охотского орогенного

В обрамлении восточного звена Монголо-Охотского пояса почти в этот же период (J₃–122 Ma) идет формирование магматитов, с геохимическими характеристиками надсубдукционных образований. Но в них проявился ряд отличий: повышенные содержания Y, Sr, более четкий Ta-Nb минимум. Эти отличия можно объяснить различными параметрами геодинамических обстановок: наклон субдуцируемой океанической плиты, скоростью ее продвижения и т. д. В интервале 119–97 Ма формирование контрастного магматизма отражает импульсы закрытия Монголо-Охотского бассейна, которое прослеживается с запада на восток [8, 9] почти беспрерывно.

Территория Бурея-Цзямусинского супертеррейна абсолютно контрастна по характеру проявлению магматизма относительно двух первых структур. В интервале J_3 –135 Ма здесь формруются рифтогенные внутриплитные породы. В интервале 120–105 Ма, когда на востоке пояса наступает амагматичный период, а в его обрамлении идет становление контрастных комплексов, на территории супертеррейна формируются субдукционные образования, среди которых выделяются и островодужные вулканиты. В конце раннего мела магматизм завершается становлением вулкано-плутонического комплекса внутриплитного типа.

Позднемеловой магматический этап, возможно, является свидетельством начала деструкции Амурской плиты на юге и консолидированной составляющей обрамления Сибирской плиты на севере. Геохимические характеристики этих образований близки таковым значениям в породах, становление которых происходило пульсационно в кайнозое.

Геохронологические и геохимические характеристики магматизма, развитого в пределах рассматриваемой территории, указывают на то, что её региональные тектонические структуры в конце поздней юры начале позднего мела были более разобщены, и поэтому каждый из них характеризуется собственными эволюционными этапами.

- 1. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения / Ред. А.Д. Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
- 2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Зоны субдукции: действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестник ОГГГГН РАН. 2000. Т.1, №2(12). Электр. версия. /www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm#begin.
- Гордиенко В.И., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.
- Дербеко И.М. Схема формирования магматических комплексов Селитканской вулкано-плутонической зоны восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (Россия) по геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 11. С. 1155–1172.
- 5. Дербеко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов. Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. № 3. С. 70–77.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса. // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
- Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 36–52.
- Типы магм и их источники в истории Земли. Ч.2. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / Ред. Богатиков О.А., Коваленко В.И. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
- Derbeko I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. In: Updates in volcanology - A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. In Tech. Rijeka, Croatia 2012. P. 99–124.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.

Т.А. Емельянова, Е.П. Леликов

ВЛИЯНИЕ СУПЕРПЛЮМОВ НА ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Японское и Охотское моря являются важными звеньями Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент-океан. Они включают этапы вулканизма от окраинноконтинентальных вулканических поясов (ОКВП) до задуговых бассейнов (ЗБ) и островных дуг (ОД). Это дает возможность проследить эволюцию позднемезозойско-кайнозойского вулканизма и выявить возможные механизмы происхождения данных морей.

В Японском и Охотском морях выделяются два крупных цикла тектоно-магматической активизации – позднемезозойско-раннекайнозойский и позднекайнозойский. Вулканические породы первого цикла относятся к образованиям ОКВП и преобладают в Охотском море. Второй цикл непосредственно связан с формированием глубоководных котловин и ОД.

Соотношения Sm/Yb и La/Sm в позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитах свидетельствуют о причастности этих пород к производным мантийного источника, представленного, главным образом, шпинелевыми перидотитами, но в источнике также присутствует гранат. На это указывают соотношения Lu/Hf, La/Yb и HREE – (Gd/Yb)_N составляют в среднем 1.42–2.34. Породы отличаются друг от друга разной степенью частичного плавления (СЧП), а, следовательно, и насыщенностью несовместимыми элементами (НЭ). Наиболее высокая СЧП свойственна раннемеловому базальт-андезитовому комплексу Охотского моря (2–6 %). Для эоценовых вулканитов СЧП составляет 0.5–3 %, для позднемеловых кислых пород обоих морей – 0.1– 1 %. В целом все породы характеризуются повышенными LILE и LREE и пониженными HREE и некоторых HFSE – Ta, Nb и Ti, образующих отрицательные аномалии на многокомпонентных диаграммах. По соотно-шениям Zr/Y и Nb/Y раннемеловые базальт-андезитовые вулканиты Охо-тского моря и позднемеловые кислые породы Японского относятся к производным "плюмового" источника типа OPB (рис. 1 A).

Позднекайнозойская тектономагматическая активизация выразилась в проявлениях позднеолигоцен-раннемиоценового, миоцен-плиоценового и плиоцен-плейстоценового вулканизма. По соотношениям La/Sm, Sm/Yb, La/Yb и Lu/Hf вулканиты всех этапов так же, как и породы первого цикла, относятся к производным смешанного источника шпинелевых и гранатовых перидотитов. Однако между ними наблюдаются и существенные отличия. Позднеолигоцен-раннемиоценовые известково-щелочные андезитоиды и кислые вулканокластиты Японского моря и плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины характеризуются низкой СЧП (0.1–3 %), которая обуславливает повышенные концентрации LILE и LREE и La/Nb (2–4). Этим породам также свойственны пониженные содержания элементов группы Fe (Co, Ni, Cr, V), HREE и некоторых HFSE, особенно Ta, Nb и Ti (TiO₂ – менее 1 %), образующих отрицательные аномалии на нормализо-ванных к хондриту многокомпонентных диаграммах. Отношения Zr/Y и Nb/Y свидетельствуют о принадлежности этих пород к "неплюмовым" источникам (рис. 1 Б).


Рис. 1. Диаграмма Zr/Y-Nb/Y по [1] для позднемезозойско-раннекайнозойских (А) и позднекайнозойских (Б) вулканитов Японского и Охотского морей. А. 1 – раннемеловые; 2, 3 – позднемеловые; 4 – эоценовые. Б. Японское море: 1, 2 – позднеолигоцен-

раннемиоценовые (1 – андезитоиды, 2 – вулканокластиты); 3 – миоцен-плиоценовые ОМ базальтоиды; 4 – плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды; Охотское море: 5 – плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины.

Миоцен-плиоценовые окраинноморские (OM) базальтоиды Японского моря отличаются от вышеописанных вулканитов повышенными концентрациями не только LILE и LREE, но и HFSE, в частности, Zr (200–400 г/т), Ti (TiO₂ – 2–3 %) и особенно Ta и Nb (основными элементами нижней мантии), которые на спайдердиаграммах образуют положительную аномалию. Насыщенность расплава несовместимыми элементами обусловлена весьма низкой СЧП (0.05–0.1 %). Эти породы характеризуются значительно пониженными отношениями Zr/Nb (4.24–9.47), Y/Nb (0.54–1.74), La/Nb (0.6–0.9), La/Sm (2.7–3.41) и Lu/Hf (0.1–0.12). Все перечисленные химические свойства свидетельствуют о глубинной (плюмовой) природе OM базальтоидов Японского моря, что подтверждается диаграммой Zr/Y-Nb/Y (рис. 1 Б), на которой фигуративные точки этих пород располагаются в области "плюмового" источника (OIB). Таким образом, химические черты позднемезозойско-раннекайнозойских и позднекайнозойских вулканитов Японского и Охотского морей указывают на то, что в этот период в пределах япономорской и охотоморской окраины континента в плавлении принимали участие смешанные источники – шпинелевые и гранатовые перидотиты. Плавление происходило на глубине более 70 км. Явные признаки влияния суперплюма на генерацию магматических расплавов демонстрируют миоценплиоценовые ОМ (OIB) базальтоиды Японской (Центральной) котловины и плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды Цусимской котловины (рис. 1 А, Б). Последние, вероятно, относятся к установленной в пределах центральной и восточной Азии Центрально-Азиатской внутриплитовой провинции [2], активизация которой, начавшаяся в позднем олигоцене, продолжается до настоящего времени.

Расположение этой провинции таково, что она попадает в область вли-яния Северо-Азиатского суперплюма, деятельность которого началась в палеозое, и с ней связано формирование месторождений золота, платины и др. [3]. Существует точка зрения о том, что частицы самородных металлов образуются при взрыве газовых пузырей на границе ядро-мантия, в слое "D", и являются реперами плюмтектонических процессов [4]. Они насыщают супер-глубинные флюиды, которые отделяются от суперплюма и опережают его при подъеме к поверхности. Месторождения золота известны в пределах ОЧВП и ВСАВП, что позволяет расширить границы влияния Северо-Азиатского суперплюма к востоку и северо-востоку.

Тихоокеанский суперплюм достиг окраины континента лишь в позднем олигоцене. В районе Японской и юго-западной части Курильской котловины произошло его столкновение с Северо-Азиатским суперплюмом. Эта коллизия спровоцировала подъем апофизы Тихоокеанского суперплюма к поверхности, разрыв коры и формирование Японо-Курильской котловины. Начальный рифтогенез в позднем олигоцене-раннем миоцене сопровождался известково-щелочным вулканизмом (по периферии рифтовой зоны – кислым вулканокластическим), а максимальный в миоцене – щелочным вулканизмом типа OIB (ОМ базальтоиды).

Одним из доказательств наличия двух суперплюмов в пределах Японского моря, помимо выше приведенных, является разница в химическом составе вулканических пород. Щелочные базальтоиды Цусимской котловины относятся к производным Северо-Азиатского, а ОМ базальтоиды Японской котловины к продуктам Тихоокеанского суперплюма. Для первых характер-ны преобладание K₂O над Na₂O, более высокие содержания LILE, HFSE и LREE и более низкие некоторых HFSE (Y, Yb) по сравнению со вторыми (рис. 2 A, Б). Насыщенность расплавов несовместимыми элементами обеспечивается большей глубиной залегания магматического очага под мощной литосферой континентов, тем более, в пределах древних платформ, по сравнению с океанами и ОМ бассейнами с их менее мощной литосферой. Немаловажную роль в этом процессе играет возраст самих суперплюмов – более древнего палеозойского Северо-Азиатского и более молодого мезозойского Тихоокеанского.

В плиоцен–плейстоцене последний этап тектонической активности в пределах Японского моря и южной части Охотского, спровоцированной, вероятно, возобновившейся субдукцией, вызвал мощную вспышку рифтогенного и островодужного вулканизма, завершившую формирование глубоководных котловин и ОД в той форме, которая свойственна им сегодня.



Рис. 2. Спайдер-диаграмма редкометальных элементов для миоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов Японской котловины (А) и плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов Цусимской котловины (Б).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО, проект № 09-05-98602, ДВО РАН, проекты № 09-III-А-07-320, № 12-III-А-07-122 и ФЦП "Мировой океан".

- 1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 1. С. 68–73.
- 3. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Северо-Азиатский суперплюм и платиноность юго-востока России // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 356–359.
- 4. Лукин А.Е. Самородно-металлические микро- и нановключения в формациях нефтегазоносных бассейнов – трассеры суперглубинных флюидов // Геофизический журнал. 2009. Т. 31, № 2. С. 61–91.

В.С. Жижерин, М.А. Серов

ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ АМУРСКОЙ МИКРОПЛИТЫ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Длительное время в геодинамике вызывает споры характер деформирования континентальной литосферы. В основном дискуссия развивается на примере Азиатских регионов, вовлеченных в коллизионный процесс Индийской и Евразийской плит. Основным камнем преткновения является вопрос: каким образом реализуется деформация Евразийской плиты под воздействием Индийского индентора, за счет субширотного выжимания блоков или утолщения коры?

Первая точка зрения основывается на том, что континентальная литосфера состоит из набора жестких блоков различного масштаба (микроплит, блоков, террейнов) и деформация локализуется в основном по межблоковым границам, выраженным в виде разрывных нарушений 1-го порядка пронизывающих литосферу на всю ее глубину. Согласно другому взгляду деформация подчиняется реологической модели нелинейно-вязкой жидкости и, следовательно, распределена по объему. Также существуют и промежуточные точки зрения, акцентирующие внимание на вариативные сочетания слабо и сильно деформируемых объемов литосферы.

Все эти представления оперируют двухмерным способом интерпретации взаимодействия литосферных плит, хотя последняя по определению является трехмерным объектом и соответственно ее физическая граница (рельеф поверхности раздела) должна иметь форму криволинейной поверхности. Однако, переход к однозначному трехмерному описанию геодинамических процессов, на данном этапе развития науки, не представляется возможным в силу недостаточности информации о состоянии изучаемых систем. А именно: неизвестность всего набора характеризующих геодинамический процесс параметров, многие параметры геодинамических процессов не могут быть определены непосредственно и выводятся на основе косвенных данных, привлекаемые для выяснения параметров косвенные геофизические данные зачастую имеют значительные погрешности.

В действительности, реологическая структура континентальной литосферы изменяется вместе с изменением ее мощности, что также влияет и на картину деформаций происходящих в земной коре. Как правило, жесткость нижней коры на континентах относительно выше в регионах, где литосфера тоньше, что делает деформации между верхней и нижней корой более "связанными". Таким образом, литосфера ведет себя скорее как квази-твердое тело, для описания которого больше подходит первый подход. С другой стороны, нижняя кора в районах с более мощной литосферой относительно ослаблена, что делает деформации между верхней и нижней корой более "независимыми". Под влиянием потока ослабленной нижней коры, процессы деформации в хрупкой верхней коре приобретают "непрерывную природу", к описанию которой более применим второй подход. При средних значениях мощности литосферы, намного отстоящих от описанных двух крайних случаев, деформационная картина усложняется, и в этом случае нельзя отдать приоритет ни одной из описанных выше моделей [10]. Таким образом, для построения моделей структурообразующих геодинамических процессов необходимо привлечение материалов регионального геофизического изучения структуры литосферы (плотностные разрезы, сейсмичность, данные МТЗ, аномалии гравитационного поля, тепловой поток и др.). Затем, на основе различных способов моделирования, следует вычислить предположительные оценки параметров литосферы в изучаемом регионе, изученность которого геофизическими методами, к сожалению, довольно невелика. На последнем этапе, из набора альтернативных геодинамических моделей, по критериям наибольшего соответствия фактической информации выбирается оптимальная модель, максимально полно описывающая характер, масштаб и амплитуду происходящих деформационных процессов.

Для исследуемого региона одним из актуальных вопросов геодинамики является местоположение северной границы Амурской микроплиты, впервые выделенной в 1978 году Л.П. Зоненшайном с коллегами на основании распределения эпицентров землетрясений [2].

Согласно первоначальным представлениям авторов [1, 2], область сочленения Амурской микроплиты с Евразийской плитой проходит по поясу повышенной сейсмичности северо-восточного простирания вдоль оз. Байкал и затем субширотно протягивается вдоль Станового хребта до Удской губы Охотского моря. Северным ограничением пояса выступает Олекмо-Становая сейсмическая зона, южным Тукурингра-Джагдинская, таким образом, ширина пояса на некоторых участках достигает 400 км.

В дальнейшем положение северной границы неоднократно пересматривалось, так, например, в работе [5] она соотносится с южной границей Монголо-Охотского орогенного пояса. В работе [3] вместо четкой границы выделяется некоторая буферная зона, расположенная между Становой и Монголо-Охотской системой разломов, и отделяющая Амурскую микроплиту от Евразийской плиты. В пределах этой зоны, по мнению авторов, по разрывным нарушениям различного ранга происходит интенсивное дробление земной коры на блоки, размеры которых зависят как от степени их жесткости, так и от градиента присутствующих тектонических напряжений. Подобные представления хорошо согласуются с тезисом о фрактальной делимости литосферы, в котором аналогом выделяемой области сочленения служат транзитные зоны взаимодействия плит 1-го порядка.

Анализ геолого-геофизических данных [8], также указывает на отсутствие единого разделительного элемента между Евразийской и Амурскими плитами. Граница их сочленения представлена в виде сложно построенной зоны шириной около 50 км, в пределах которой литосфера редуцирована до мощности в 100 км. На дневной поверхности эта область пролегает между Южно-Тукурингрским и Джелтулакским разломами. Приведенная в [8] геолого-геофизическая модель области сочленения двух плит отображает уменьшение мощности литосферы вблизи конвергентных границ, что противоречит классическим представлениям о коллизионном взаимодействии внутриконтинентальных областей. Однако это противоречие устраняется, если предположить попеременную природу эволюции выделяемой области, т.е. многократную смену режимов схождения-расхождения, которые происходили с различной во времени скоростью и изменяли характерные направления движения взаимодействующих плит и слагающих их блоков. Важнейшими элементами строения «подвижных поясов» являются сутуры [7], которые маркируют зоны коллизионного взаимодействия литосферных плит и разделяют крупные блоки земной коры, отличающиеся по структуре и истории развития. Главным признаком сутур является наличие офиолитовых комплексов, но офиолиты Монголо-Охотского складчатого пояса претерпели интенсивную метаморфическую и тектоническую переработку, поэтому иногда наличие сутуры можно распознать только по резкому контрасту в геологическом строении блоков разделенных разломом. Исходя из таких представлений, область сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит должна проходить в пределах Становой гранитзеленокаменной зоны, что хорошо согласуется с данными приведенными в [4].

Различное картирование северной окраины Амурской микроплиты, в первую очередь, связано с критериями, по которым различными авторами выделяются области сочленения литосферных плит и блоков. Наиболее общий подход к выделению границ литосферных плит описан Гатинским с коллегами [1]. Согласно этому подходу, границы литосферных плит представляют собой транзитные зоны, в которых реализуются тектонические напряжения, возникающие при взаимодействии структур различной иерархии. Для таких зон характерно широкое развитие сейсмоактивных разломов являющихся маркерами делимости литосферы на блоки различной жесткости. Вектора горизонтальных скоростей присущие блокам подчиненного порядка часто значительно отличаются по азимуту и амплитуде от векторов характерных для взаимодействующих тектонических единиц высшего порядка. Величина выделяемой сейсмической энергии в этих зонах максимальна в области сочленения плит и постепенно убывает с удалением от их границ, коррелируя при этом с изменением характеристик векторов горизонтальных скоростей. Движения блоков преимущественно локализуется в пределах земной коры, иногда затрагивая мантийный слой литосферы. Мощность литосферы выделяемого блока прямо пропорциональна его степени жесткости и определяет характер присущих ему деформаций. Такие зоны относятся к наиболее нестабильным областям литосферы и представляют собой территории, обладающие максимальным потенциалом для возникновения природно-техногенных катастроф.

К подобным выводам можно прийти исходя из анализа данных приведенных в [9], где на основании геодезических, геологических и сейсмических данных показано, что кинематические характеристики взаимодействующих Евразийской и Амурской плит практически идентичны, однако зона их сочленения ярко выражена в градиентах поля напряжений, плотности разрывных нарушений и сейсмичности.

Проведенные нами на территории Верхнего Приамурья исследования движений земной коры методами космической геодезии [6] позволили получить векторное поле скоростей, характеризующее кинематику блоков в зоне предполагаемого сочленения Евразийской и Амурской плит. Однако на данном этапе исследования четко определить по кинематическим параметрам северную границу Амурской микроплиты не удалось. Скорее всего, в соответствии с изложенным выше подходом, она представляет собой довольно обширный участок, заключенный между Становым и Южно-Тукурингрским разломами, в пределах которого происходит некогерентное изменение векторов скорости точек принадлежащих Евразийской плите к векторам, характеризующим Амурскую микроплиту.

- 1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. и др. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2008. Т. 1, № 11. С. 32–47.
- 2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового Хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669–672.
- 3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 55–61.
- Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
- 5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- Серов М.А., Жижерин В.С. Исследование современных движений блоковых структур вдоль северной границы Амурской литосферной плиты // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11–15 февраля 2013 г., Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2013. С. 100–104.
- 7. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразиатской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 16–25.
- 9. Kreemer C., Holt W.E., Haines A.J. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // Geophysics Journal International. 2003. 154. P. 8–34.
- Wang YanZhao et al. GPS-constrained inversion of present-day slip rates along major faults of the Sichuan-Yunnan region, China // Science in China Series D: Earth Sciences. 2008. V. 5, N. 9. P. 1267–1283.

А.М. Жирнов

РАЗЛОМНО-БЛОКОВАЯ ДЕЛИМОСТЬ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ФГБУН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

К настоящему времени достигнута высокая степень геологической изученности территории Дальнего Востока – за почти столетний период геологических съемок территории и обширных научно-исследовательских работ. Геологическое строение Приамурской геологической провинции и прилегающей с востока Окраинноконтинентальной (Притихоокеанской) зоны приведено на рис. 1–2, по данным государственных геологических карт [2, 3]. Основные региональные разломы региона приведены по данным исследований в работах [1–11] и некоторым другим.

Амурская геологическая провинция (Амурский геоблок) охватывает материковую часть Дальнего Востока, восточную часть его составляет Окраинно-Континентальная или Островная зона окраинных морей и островов (Переходная зона к Тихому океану). Переходная зона отделяется глубоководным желобом от Тихоокеанской ультрамафитовой плиты.

Геологическое строение Амурской провинции весьма сложное. Она включает в себя юго-восточную часть Сибирской платформы, северную часть Китайской платформы (на юге) и серию древних гранитных массивов меридионального простирания, включающих остатки архейских перемычек или "мостов" (Большехинганская, Буреино-Ханкайская и Гонжинско-Манчжурская) между платформами. Кроме того, эта группа древних массивов представляет собой крупную поперечную или буферную зону, разделяющую Центрально-Азиатский тектонический пояс палеозоид широтного простирания (в интервале 40°–45° с. ш.) и северо-восточные структуры Монголо-Забайкальского блока от Восточно-Азиатского (Окраинно-материкового) пояса (зоны) мезозойских вулканогенно-осадочных образований. В интервале меридианов 120°–126° в.д.



Рис. 1. Схема тектонического районирования территории Дальнего Востока.



Рис. 2. Карта геологического строения Приамурья и основные разломы фундамента [1–11]. 1 – границы древних платформ; 2 – Пограничная гравитационная и магнитная ступень в днище морей [Деменицкая, 1975; Манилов и др. 2001; и др.]; 3 – разломы и линеаменты, в т. ч. блоко разделяющие (толстые); 4 – скрытые разломы под чехлом неоген-четвертичных отложений и в пределах молодых орогенных областей; 5 – неоген-четвертичные отложения; 6 – вулканиты Восточно-Сихотеалинского вулканогенного пояса; 7 – мезозойские эффузивы, в разных частях территории; 8 – меловые отложения Сихоте-Алинской складчатой области; 9 – юрские отложения Сихоте-Алинской складчатой области; 10 – юрские отложения Амурского синклинория: Верхне-Амурского на западе, Нижне-мурского (Горинского) восточнее Буреинского массива; 11 – протерозой-палеозойские отложения (иногда с локальными блоками мезозоид); 12 – архей-палеозойские гранитоидные массивы: 1 – Аргунский, 2 – Большехинганский; 3 – Уланхотский, 4 – Буреинский, 5 – Ханкайский; 13 – выступы докембрийских и палеозойских пород, обрамленные гранитоидами; 14 – границы грабено-сводовых структур: А – Дацинский нефтеносный свод, в Китае, Б – Комсомольский оловоносный свод, в России; 15 – Дацинское крупное месторождение нефти.

известна серия сближенных крупных разломов – линеаментов, отделяющих (наряду с интрузивными массивами) Приамурскую геологическую провинцию от Забайкальской и Монгольской геологических провинций, что отмечали ранее В.Г. Моисеенко, А.П. Сорокин (1986) и Л.И. Красный (1991).

Сибирская платформа обрамляется с юга Амазаро-Удской шовной зоной протерозой–палеозойского возраста и Амурским мезозойским синклинорием или, в геоморфологическом плане – грабено-горстом длительного полицикличного развития.

С востока Приамурье ограничивается Окраинно-Материковой зоной мезозоид северо-восточного простирания. Восточная граница Окраинно-Материковой зоны контролируется Охотско-Чукотским и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенными поясами и крупнейшей, Пограничной, гравитационной ступенью, отделяющей мезозоиды материка от кайнозоид Окраинно-континентальной (Переходной или Притихоокеанской) зоны [6, 9, 12].

Таким образом, Дальний Восток включает в себя две крупнейшие структуры разного геологического развития и структурного положения относительно Тихоокеанской ультрамафитовой плиты – Приамурскую материковую часть архей-мезозойского возраста и Окраинно-континентальную (Притихоокеанскую) часть, сформированную в активном геодинамическом режиме главным образом в кайнозое.

Большую роль в формировании геологических структур играли крупные разломы. Но многие из них еще не показаны на геологических картах. Поэтому вопросы тектонического районирования территории и выделения тектонических структур неоднозначны. Отсюда, важнейшее значение приобретает выявление скрытых региональных разломов, играющих как рудоконтролирующую роль, так и блоковоограничительную роль, разделяя крупные геологические области и блоки с автономным тектоническим развитием (рис. 1, 2). Тем самым решается и задача более точного тектонического районирования территории.

- Бельтенев Е.Б. Разрывная тектоника восточного сектора региона БАМ и ее влияние на размещение оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 73–88.
- Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. М-б 1: 2500000 / Гл. ред. Л.И. Красный. 1986.
- Геологическая карта Приамурья и прилегающей территории Китая. М-б 1: 2500000. Харбин, Санкт-Петербург, Благовещенск / Гл. ред. Л.И. Красный, Пэн Юнь Бяо. 1999.
- Гришкян Р.И., Малышев Ю.Ф. Ортогональные разломы Алданского щита по результатам изучения геолого-геофизическими и аэрокосмическими методами // Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток, 1976. С. 56–69.
- Жирнов А.М., Бормотов В.А. Линеаменты и рудные гиганты Приамурья // Строение и эволюция Востока Азии: II Косыгинские чтения. Хабаровск, 1999. С. 42–57.
- 6. Ициксон М.И., Тихомиров Н.И., Шаталов Е.Т. Основные черты эволюции магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке. Труды Сессии Отделения наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке. М.: Наука, 1968. С. 15–23.
- Манилов Ф.И., Манилов Ю.Ф., Махинина В.А. Строение верхней части консолидированной коры Приамурья и сопредельных территорий по результатам редуцирования гравитационных полей // Тихоокеан. геология. 2001. № 2. С. 34–42.
- Маслов П.А., Анохин В.М. Закономерности направленности линеаментов и разломов дна Российской части Японского моря // Тихоокеан. геология. 2009. № 2. С. 3–16.
- 9. Металлогения Дальнего Востока России. Изд-во ДВИМСА. Хабаровск. 2000. 217 с.
- Онухов Ф.С., Бормотов В.А., Алексеенко Л.С., Рыбас О.В. Основные черты дизъюнктивной тектоники Восточный Азии: анализ радарного космоснимка // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения. Хабаровск. 2009. С. 71–74.
- 11. Сухин М.В., Шапочка И.М. Ортогональная система линеаментов восточной части БАМ // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 87–92.
- 12. Татаринов П..М. Условия образования рудных и нерудных полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 370 с.

И.Л. Жуланова

НЕОПЛАТФОРМЫ В ТЕЛЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА: ОХОТСКОЕ МОРЕ, АЛАЗЕЙСКИЙ "ТРЕУГОЛЬНИК"

ФГБУН Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

1. Под Северо-Азиатским кратоном принято понимать жесткую докембрийскую палеоструктуру. В данном случае термин "кратон" используется в общем значении (согласно Г. Штилле: часть земной коры, потерявшая пластичность и способная только к германотипным деформациям [1. С. 28]) и отнесён к ясно очерченному в современной структуре Северной Евразии мегаблоку, включающему Сибирскую платформу и тесно примыкающие к ней мезо-кайнозойские складчатонадвиговые пояса крайнего Северо-Востока Азии (СВА) с входящим в контуры последнего Охотоморским геоблоком. Трактовка кажется правомерной, поскольку на неотектоническом этапе вся эта территория была трансформирована в жесткое орографическое сооружение, что подчеркивается сосуществованием здесь динамически контрастных – восходящих и нисходящих – морфоструктур.

2. Среди восходящих морфоструктур СВА преобладают кольцевые, в свою очередь подразделяющиеся на унаследованные и новообразованные [2]. Из новообразованных наиболее выразителен Центрально-Корякский свод (массив г. Ледяной), концентрический орографический рисунок которого дискордантно наложен на северо-восточный (циркум-тихоокеанский) геолого-структурный план субстрата. Этот пример – убедительное свидетельство эндогенной (плюмовой в широком смысле) природы восходящих кольцевых морфоструктур СВА.

3. Гораздо более сложна проблема происхождения нисходящих (депрессионных) морфоструктур (что, заметим, касается не только рассматриваемого региона, но и планеты в целом). Более или менее единообразно трактуются лишь небольшие межгорные впадины, и широко признается роль рифтогенеза, но уже его факторы и масштабы понимаются далеко не одинаково. Самые же острые дискуссии связаны с крупными депрессионными морфоструктурами. В пределах оконтуренной территории это котловина Охотского моря и Восточно-Сибирская низменность, восточная часть которой выступает как самостоятельный элемент, именуемый здесь Алазейским "треугольником". Его основание подчеркивается ориентированным на северо-запад Момским хребтом, южная (юго-восточная) боковая сторона – долиной Колымы на отрезке северо-восточного направления (от места впадения р. Ожогина до устья), северная, восток-северо-восточная, – кряжами Полоусный и Улахан-Сис.

4. Территория Алазейского "треугольника" занимает центральную (основную) часть знаменитой Колымской платформы – первой выделенной на северо-восточной окраине России тектонической структуры с именем собственным (рис. 1). Споры вокруг ее природы составили особую страницу в истории изучения региона, широко освещены в печати, но до сих пор по существу не завершились. Если говорить в самом общем виде, представления эволюционировали от тех, которые сейчас принято называть фиксистскими (Колымская платформа, по С.В. Обручеву, или Колымский срединный массив, по Н.С. Шатскому – жесткий элемент с древним фундаментом, окруженный зонами мезозойской складчатости), через "новую гео-



Рис. 1. Схема тектоники Северо-Востока Азии. Составил С.В. Обручев, 1934 (цит. по [3, рис. 32]). 1 – кайнозойские разломы и надвиги, 2 – альпийские (третичные) складки, 3 – киммерийские складки, 4 – варисские складки, 5 – каледонские и докембрийские складки. Римскими цифрами обозначены тектонические структуры, латинскими буквами при них орографические элементы, в частности: *I* – Колымская платформа, *Ib* – Алазейское плато.

синклинальную теорию" А.В. Пейве (когда вскрытые на Алазейском плоскогорье позднедокембрийско-палеозойские и раннемезозойские формации были идентифицированы как эвгеосинклинальные), к интерпретации с позиций тектоники литосферных плит, а затем её дочерней ветви – аккреционной тектоники. Согласно последней, бывшая Колымская платформа представляет собой морфологически обособленный коллаж террейнов тихоокеанской и арктической принадлежности, вошедший в результате среднеюрской амальгамации в состав Колымо-Омолонского супертеррейна [4].

5. В дискуссиях о тектонической (геодинамической) природе "Колымской платформы" морфоструктурный аспект практически никакой роли не играет. И тем более никогда она не сопоставлялась с наиболее крупной депрессионной морфоструктурой СВА – Охотоморской котловиной. Между тем сравнительный палеотектонический анализ позволяет, как представляется, рассматривать названные морфоструктуры в качестве гомологов в классе, который И.К. Туезов назвал неоплатформами [5].

6. Известно, что авторство термина "неоплатформа" принадлежит В.Е. Хаину. Будущий лидер отечественной тектоники предложил его в одной из своих ранних работ (1954) для платформ с послегерцинским фундаментом, наряду с послеархейскими эоплатформами, послепротерозойскими палеоплатформами, послекаледонскими мезоплатформами (цит. по [6, с. 8]). Однако эта многоступенчатая классификация не смогла потеснить разработанное задолго до того Н.С. Шатским деление платформ на древние (эпикарельские, отчасти эпибайкальские) и молодые (эпипалеозойские и эпимезозойские). И.К. Туезов, спустя 30 лет, посчитал целесообразным вернуться к термину "неоплатформа" для того, чтобы подчеркнуть специфику современного устройства западно-тихоокеанских окраинных морей (в первую очередь – Охотского).

7. Типоморфная особенность строения неоплатформ в трактовке И.К. Туезова – сочетание гетерогенного складчатого фундамента, сложенного главным образом мезозойскими комплексами (при возможном присутствии любых других – докембрийских, каледонских, герцинских), и кайнозойского осадочного чехла, дислоцированного заметно слабее, чем одновозрастные отложения прилежащих к морям складчатых областей. Местами в разрезе чехла обособляется (по геофизическим данным) промежуточный этаж – предположительно палеогеновый.

8. Указанная публикация И.К. Туезова сопровождалась небольшой дискуссией, но в дальнейшем к вопросу о неоплатформах никто как будто бы не возвращался. Это понятно: к началу 90-х годов совершенствование концепции геосинклиналей и платформ оказалось практически полностью вытеснено из круга актуальных геологических проблем тектоникой литосферных плит. Тем не менее и сегодня в понятии о неоплатформах видится рациональное зерно. Оно – в привлечении внимания к тектоническому событию, обусловившему возникновение на рубеже мезозоя и кайнозоя в жестком теле Северо-Азиатского кратона двухэтажных тектонических сооружений с продолжающимся вплоть до настоящего времени нисходящим режимом развития.

9. Для целей палеотектонической реконструкции неоплатформ региона эталонным объектом выступает Охотское море, уровень изученности которого достаточно высок. Из достоверно установленных особенностей наиболее важно в данном случае разделение структуры дна котловины на две части – Северо- и Южно-Охотоморскую, разделенные Кашеваровским линеаментом северо-западного простирания (рис. 2). Северо-Охотоморский фрагмент с его треугольной формой и приближенным к основанию обширным Центрально-Охотским сводом, севернее которого располагается впадина ТИНРО, аналогичен по этим признакам Алазейскому депрессионному "треугольнику", на медиане которого, ближе к основанию, также расположено поднятие, где на дневную поверхность выходят упомянутые выше позднедокембрийские - мезозойские образования. Южно-Охотоморский фрагмент, на первый взгляд, не имеет аналога в структуре "Алазейской неоплатформы", но если детально рассмотреть геологическое строение южной окраины Колымского террейна (Колымской платформы), параллели намечаются. Но этот вопрос – дело будущего исследования.

10. В настоящее время укажем на другой аспект родства рассматриваемых структур – историко-тектонический. Он заключается в весьма вероятной раздвиговой природе, как Алазейской неоплатформы, так и Северо-Охотоморского фрагмента Охотской. Эта идея впервые была сформулирована автором при рассмотрении процессов становления и последующей эволюции в фанерозое древних кристаллических комплексов СВА. Раскол, согласно предложенной модели, испытали в предпозднерифейское время (на гренвильском тектоническом рубеже) две крупнейшие гнейсово-купольные структуры, сформированные к концу раннего протерозоя на притихоокеанской окраине СВА – Охотский и Омолоно-Тайгоносский мегасводы [8, рис. 49, 50]. Представляется закономерным, что раздвиги располагались сим-





метрично относительно ядер мегасводов: от Омолоно-Тайгоносского двигались (сползали) в сторону современной Арктической котловины фрагменты его северной периферии, от Охотского была отодвинута к юго-востоку (с заметным левосторонним сдвигом) его южная окраина, в современной структуре представленная кристаллическим комплексом Срединно-Камчатского хребта [8–11].

- Структура континентов и океанов (терминологический справочник) / Под ред. Ю.А. Косыгина, В.А. Кулындышева, В.А. Соловьева. Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1979, 511 с.
- Смирнов В.Н. Морфотектоника областей горообразования северо-востока Азии: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ, 1995. 41 с.
- 3. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. Кн. 2. 536 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 7–41.
- 5. Туезов И.К. Неоплатформы // Тихоокеан. геология. 1984. № 4. С. 71-73.
- 6. Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с.
- Чехов А.Д. Глубинная структура и механизм формирования Охотоморской литосферной микроплиты // Современное состояние наук о Земле: Материалы междунар. науч. конф., посвященной памяти В.Е. Хаина. М: Изд-во Геолог. фак-та МГУ, 2011. С. 2024–2029.
- 8. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
- Жуланова И.Л. Ранний докембрий в структурах Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей: сравнительная характеристика, закономерности эволюции // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. СПб.: Наука, 1992. С. 158–171.
- 10. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические породы Камчатки архейские гранулиты или контактовые роговики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 129–134.
- 11. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 209 с.

Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов

ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТ-ОКЕАН ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Введение

Рассматриваемая территория включает прибрежную часть континента от Магадана до Владивостока, Охотоморский и Япономорские регионы. В тектоническом отношении – это коллаж разновозрастных тектонических структур, включающий относительно стабильные кратоны и массивы, акреционно-коллизионные системы, вулкано-плутонические пояса, рифтогенные системы. Геолого-геофизическая изученность региона неравномерная, наиболее изученными регионами является Хоккайдо-Сахалинская и Сихотэ-Алинская аккреционно-колизионные системы. В настоящее время схем тектониких разломов отдельных частей региона существует множество, однако они выполнены либо для моря, либо для континентальной окраины, в то время как дизьюнктивным системам областей взаимодействия континент- океан уделено внимания недостаточно.

Цель данных исследований – изучить соотношение разрывных структур непосредственно в области сочленения океан-континент.

Основная сложность составления региональных карт разрывной тектоники состоит в том, что в науке не выработан единый подход к их составлению. План разрывных структур, как правило, основывается на изучении неоднородностей используемой информации. Поэтому разрывные структуры по геоморфологическим данным только частично совпадает со структурами выделяемыми по геофизическим или геологическим данным и т. д. Композиция разрывных нарушений на тектонических картах – это результат субъективной увязки геологической информации с другими видами информации на основе превалирующей тектонической концепции. Отсюда понятно, что наиболее объективной может быть схема разрывных структур, основывающаяся на единообразной информации.

Методика

В качестве исходной информации выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5 000 000. Это обусловлено несколькими причинами. Во-первых – это площадная информация, равномерно покрывающая и континентальную и морскую часть территории. Во-вторых – гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину. В третьих в гравитационном поле блоковая делимость литосферы отражается достаточно надежно, а межблоковые границы достаточно контрастно проявлены. Исходя из гипотезы всеобщей относительной подвижности концентрических оболочек Земли, согласно которой "...каждая из оболочек составляет автономную динамическую систему" [6] можно предположить, что структурный план на разных уровнях литосферы будет различаться. Поэтому исследования были нацелены на разноуровневый анализ поля. Для этого использован комплекс спектрально-корреляционного анализа данных "Коскад - 3D" [3].По результатам обработки исходной информации поля для разных уровней по-

4



Рис. Проявленность разрывной тектоники в аномалиях гравитационного поля разной частоты А) в низкочастотных аномалиях; Б) в высокочастотных аномалиях. 1 – область литосферы сильно дифференцированной по плотности, 2 – предполагаемая граница океанической и континентальной литосферы, 3 – разрывные нарушения, 4 – центральная часть предполагаемой сводовокупольной структуры.

строены схемы дизьюнктивной тектоники, определены статистические характеристики поля, выполнено статистическое зондирование которые позволяют изучить взаимодействие разрывных структур континента и океана на разных глубинных уровнях.

Особенность низкочастотной составляющей поля, отражающей неоднородности поля на глубинах 150 км заключается в том, что для этого уровня преобладающим направлением разрывных структур является северо-восточное и меридиональное (рис. А). Северо-восточное направление приурочено к широкой области перехода от низкоплотной к высокоплотной литосфере, а меридиональное - представляет собой относительно узкое внедрение низкоплотной литосферы по меридину 142° (Сахалин-Хоккайдо). По уровню поля территория делиться на два блока: северо-западный пониженной плотности и юго-восточный – повышенной. Граница проходит по линии 42° на западе и 50° с.ш. на востоке. На глубине 90-100 км северовосточный разлом (продолжение Пограничного) срезает меридиональный, разворачивая ее северную часть на северо-запад [4]. На этом уровне зарождается западсеверо-западная система нарушений, простирающаяся от Камчатки до Алданского щита. На уровне 60-70 км четко оформляется северо-западная область простирающаяся от Курил до Джугджурского массива, а на более высоком уровне уже в коре в пределы Алданской плиты. В эту область входит большая часть Сахалина от зал Анива на север и прибрежная часть Сихотэ-Алиня. В дальнейшем происходит формирование серии оперяющих северо-восточных систем, которые в свою очередь делят тело самой плиты на блоки [4, 7]. На этом уровне обособляется Восточно-Сихотэ-Алинский блок в связи с которым формируется север-северо-восточная система нарушений. На глубине 10–15 км на севере вдоль Охотского побережья начинают проявляться субширотные разломы. На глубине 5-7 км четко выделяется северо-восточная Шантарская дизъюнктивная система, связанная, вероятно, с молодым кайнозойским рифтогенезом [1].

В поле высокочастотной составляющей указанные системы нарушений проявляются более густой сетью. Здесь также наблюдается деление территории на две области: юго-восточную высокодифференцированную по интенсивности поля и северо-западную, менее дифференцированную, с границей 42–50°с.ш.. Юго-восточная часть территории состоит из разно направленных разно плотностных блоков. Низкоплотные блоки: Южноприморская зона Сихотэ-Алиня, о-в Хоккайдо, особенно южная его часть, часть Тихого океана за пределами Курильских островов. Высокоплотные блоки: южная часть Японского моря, Тихоокеанское побережье юга Хоккайдо, Южно-Охотская впадина Охотского моря, Тихоокеанское побережье Камчатки. Преобладающим направлением разрывных структур этой части территории в океане – северо-западное, разделенных на блоки северо-восточными разломами, а на континенте – субширотное. Северо-западная часть территории, как на континенте, так и в пределах Охотского моря в интенсивности поля выражена как единая, в пределах которой выделяются положительные и отрицательные гравитационные аномалии с некоторым понижением интенсивности с запада на восток. Это указывает на то, что для этой территории в целом, вероятно, характерна континентальная литосфера. Отрицательные аномалии здесь отражают конструктивные процессы в литосфере (Становой, Баджальский, Сихотэ-Алинский, Южно-Сахалинский, Камчатский минимум) связанные с орогенезом или внутриплитным интрузивным магматизмом. Положительные аномалии, отражающие деструктивные процессы в литосфере (Алданский, Шантарский, Средне-Амурский, Дерюгинский, Шелехова-Тинро). Указанная выше граница четко фиксируется в дисперсии поля, согласно на карте которой территория делиться на две области – с высокой на юге и низкой на севере дисперсией. На карте ассиметрии и эксцесса поля она выражается линейными зонами максимальных значений указанных характеристик.

От острова Хоккайдо до 52° с.ш Северного Сахалина. вдоль Западно-Сахалинского поднятия проходит меридиональная система разрывных нарушений. Она разделяет Сихотэ-Алинскую север-северо-восточную орогенную систему от северо-западной Охотской, являясь своеобразной шовной областью [2]. В дисперсии – это узкая зона пониженной дисперсии, а в ассиметрии и эксцессе - линейные максимумы. По восточному побережью Сахалина от полуострова Шмидта по 142-му меридиану южнее о-ва Хоккайдо протягивается зона повышенной дисперсии, что вероятно может быть обусловлено проявлением магматизма и высокой тектонической расслоенностью в склоновой области впадины Дерюгина.

Северный Сахалин находится в области воздействия северо-восточной Баджал-Северо-Сахалинской и северо-западной Охотской систем разломов, а пов Шмидта находится исключительно под влиянием северо-западной системы.

Геологическое истолкование главной северо-восточной границы раздела 42– 50° может быть истолковано либо как граница между океанической и континентальной литосфер, либо как фронтальная граница подвига океанической литосферы под континентальную. По меридиану 148° наблюдается выступ литосферы повышенной плотности, который может отражает блок максимального продвижения океанической плиты в сторону континента, обусловившего формирование северо-западных нарушений в океане и раскрытие меридиональной Хоккайдо- Сахалинской системы разломов. Примечательным является тот факт, что на глубоких уровнях она обозначается узкой зоной низкоплотной литосферы, которая к верхним горизонтам разширяется, образуя блок переходной (континентальной) коры.

- Геология и нефтгазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
- Гранник, В. М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Институт морской геофизики и геологии. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
- Никитин А.А., А.В. Петров Теоретические основы обработки геофизической информации: Учебное пособие, 2-е издание. М.: ООО "Центр информационных технологий в природопользовании", 2010. 114 с.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 М. / Отв. ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин. Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М., 2000. 193 с.
- Петрищевский А. М., Злобин Т. К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Сб. научных статей. Вып. 4 / Под ред. Злобина Т.К. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С.10–20
- Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1437–1440.
- 7. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

А.В. Кудымов

ПОСТАККРЕЦИОННАЯ КИНЕМАТИКА НАИЛЬДИНСКОГО РАЗЛОМА НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ РАЗЛОМНОЙ СИСТЕМЫ ТАН-ЛУ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Под Наильдинским разломом понимается нарушение, прослеживающиеся в северо-восточном направлении, вдоль р. Амгунь (в среднем и нижнем его течении), от ручьев Большой и Малый Наильдин до ручья Люга. Он представляет собой, вероятно, также как и Киселевский и некоторые другие разрывы данного направления региона [7, 8], северо-восточную часть мощной разломной системы Тан-Лу и ограничивает ее с севера. На всех последних мелкомасштабных картах [1, 2, 12] он без названия показан до зоны Лимурчанского разлома. Однако, на аэрофотоснимках и по нашим структурным данным, он "сечет" его и прослеживается, также как и Киселевский и другие подобные нарушения, дальше, на северо-восток. Причем, описанный ранее Киселевский разлом [8], разделяя Центрально-Сихотэ-Алинский и Лимурчанский разломы, рассекает по сути единую разрывную структуру, без особых видимых смещений, также как и рассматриваемый разрыв пересекает Лимурчанский разлом.

Кинематика Наильдинского разлома изучалась в береговых обнажениях р. Амгунь, с восточной и западной стороны от Лимурчанского разлома. Для расшифровки кинематики разлома использовался анализ поясов распределения зеркал скольжения по методу В.Н. Даниловича [6], а также анализ восстановленных полей напряжений [5, 10].

При изучении зеркал скольжений, с западной стороны от Лимурчанского разлома (береговые обнажения р. Амгунь, выше устья руч. Им), в юрских осадочных породах установлен слабо выраженный полого погружающийся на юго-восток пояс распределения зеркал скольжения, который отражает движение вдоль Наильдинского разлома. Плоскость сместителя разлома этого пояса круто погружается в северо-западном направлении, под углом 70°. Движение по отмеченному сместителю было горизонтальное и ориентированно в юго-запад –северо-восточном направлении. Близкие данные получены и при изучении зеркал скольжения с восточной стороны от Лимурчанского разлома, в нижнемеловых отложениях береговых обнажений р. Амгунь, ниже руч. Карташева. Здесь зафиксирован довольно четкий пологопогружающийся на север–северо-восток пояс распределения зеркал скольжения. Он отражает пологое сдвиговое движение по крутопадающему (78°) на юг–югозапад сместителю (вектор движения ориентирован в восточном направлении под углом 8°.

И так, изучением зеркал скольжения в осадочных породах юры и нижнего мела, как выше руч. Им так и ниже руч. Карташеева, расшифровано главное движение по северо-восточному Наильдинскому разлому, как сдвиговое. Об этом красноречиво свидетельствуют, преимущественно пологие тектонические штрихи ориентированные на юго-запад и юго-запад–запад. Причем, субгоризонтальное сдвиговое смещение зафиксированное выше руч. Им (к западу от Лимурчанского разлома), осуществлялось по круто погружающемуся на северо-запад сместителю, а пологое движение установленное ниже руч. Карташева (к востоку от Лимурчанского разлома) – по крутому падающему на юг-юго-восток сместителю.

В тех же береговых обнажениях р. Амгунь, в 20 местах, с помощью ориентировок тектонических зеркал и штрихов скольжений с установленной кинематикой смещений [10] восстановлены локальные поля напряжения. Реконструированные поля напряжения разделены на сдвиговые [13], с крутыми ориентировками промежуточной оси и поля с крутыми ориентировками осей сжатие или растяжение. Выше устья р. Им, зафиксировано зеркало скольжения с пересекающимися тектоническими штрихами. Полого падающие штрихи в нем сдвигового поля напряжения, также как на Северном Сихотэ-Алине, в Бута-Коппинском районе [9], являются наиболее ранними.

Наибольшее количество локальных полей напряжений сдвигового типа восстановлено с восточной стороны от Лимурчанского разлома (ниже устья руч. Карташева), а наименьшее – с западной стороны от указанного разлома (выше устья руч. Им). Реально все же сдвиговое поле напряжение в этот период было характерно для обоих частей Наильдинского разлома, поскольку там и там преимущественным распространенем пользуются пологие ориентировки тектонических штрихов. В подтверждение этого, на диаграмме изолиний концентраций полюсов тектонических зеркал скольжения, выше устья руч. Им, круто падающий локальный максимум плотности полюсов зеркал скольжений, расположенный чуть северо-западнее центра, точно совпадает с осью пояса распределения полюсов этих зеркал скольжений. Он, согласно экспериментальным и натурным данным [11], совпадает с промежуточной осью главного нормального напряжения (поле напряжения сдвигового геологического типа [13]). Другие ориентировки осей главных нормальных напряжений в локальных полях сдвигового типа – пологие. Причем, в одних – оси сжатия сосредоточены в северо-восточном, а в других – в северо-западном секторах. В первом случае Наильдинский разлом приобретает черты левого сдвига. Левосдвиговое смещение по разлому подтверждает и соответствующий подворот слоев, практически в тех же обнажениях где и реконструировались поля напряжения. В обстановке частных сдвиговых полей напряжения с осями сжатия ориентированными в северо-западных направлениях, смещение по Наильдинскому разлому трактуется как правосторонее. Об этом свидетельствует и кинематика нарушений, оперяющих рассматриваемый разлом. А именно, левосдвиговая – по северо-западным дизьюнктивам (в юрских осадках, в районе устья руч. Верхн. Бульдикан) и правосдвиговая – по северо-восточным нарушениям (правосторонние складки в юрских отложениях, между руч. Бол. Наильдин и руч. Мал. Наильдин).

Согласно более раннему изучению Киселевского разлома в районе с. Киселевка [8] считаем, что сдвиговые смещения по Наильдинскому разлому также первоначально было левосторонним, как и по Киселевскому нарушению.

Среди восстановленных локальных полей напряжений с крутыми осями сжатия или растяжения, резко преобладают поля надвигового геологического типа [13] (крутая ориентировка среднестатистической оси растяжения). Причем данный тип поля напряжения по ориентировкам двух других осей напряжений разделяется на два вида. Пологие среднестатистические оси первого – наиболее представительного вида ориентированы: ось сжатия в юго-восточном, а промежуточная ось в северо-восточном направлениях. Пологие среднестатистические оси второго вида поля на-пряжения имеют противоположенные первому виду ориентировки – промежуточная ось направлена в юго-восточном а ось сжатия в северо-восточном направлениях. В соответствии с выше охарактеризованными полями напряжения Наильдинский разлом приобретают соответствующие кинематические характеристики. Так в условиях первого вида надвигового поля напряжения Наильдинский разлом становиться взбросом, причем с правосдвиговой составляющей.

Локальные поля сбросового типа восстановлены лишь только в четырех точках. Они характеризуются крутыми ориентировками осей сжатия и пологими осями рас-тяжения и промежуточной. В обстановке сбросового поля напряжения Наильдинский разлом и оперяющие его нарушения приобретают черты сбросов.

И так, показано, что Наильдинский северо-восточный разлом, рассекающий Лимурчанский дизьюнктив отчетливо имеет сдвиговый характер. Причем, на раннем этапе – левосторонний, позднее правосторонний. Интересно то, что при этом, сколь значительных смещений Лимурчанского разлома не происходит.

Наиболее приемлемое объяснение вышеотмеченного парадокса следующее. Амплитуда сдвигового перемещения (левостороннего или правостороннего) по рассматриваемому разлому возможно реализовывалась не столько в перемещении бортов разлома а сколько в приоткрывании синхронных раздвиговых структур (pull apart basin). Примером таких структур (впадин), контролирующих разломы северовосточного простирания системы Тан-Лу, к юго-западу от рассматриваемой территории, могут служить Верхнеамгуньская, Хогду-Горинская, Эльга-Горинская и Омогуньская впадины [4]. Наиболее ярким представителем подобной структуры является Верхнеамгуньская впадина. Она простирается в северо-восточном направлении на 80 км при ширине 15 км. Осадочное выполнение впадины представлено эоцен-миоценовой угленосной молассой и изучена она до глубины 500 м. Залегание слоев осадков прогиба практически горизонтальное, и только в северо-западной части впадины отмечаются незначительные деформации. Северо-западный борт впадины имеет тектоническое ограничение и контролируется Хинганским разломом [4]. Изученный Наильдинский, разлом по своему направлению, может быть северо-восточным продолжением Хинганского разлома и по сути – являться единой разрывной структурой. Северо-западный борт Верхнеамгуньской впадины вдоль Хинганского разлома опущен до глубины 2000-2500 м (сброшен), а юго-восточный приподнят почти до дневной поверхности [4].

И так, полученные данные по Наильдинскому разлому, а также учитывая геодинамическую историю Тихоокеанской окраины Азии [4], можно предположить, что в период сдвиговых деформаций по всей разрывной структуре, (включая Хинганский разлом) заложилась и формировалась Верхнеамгуньская впадина. В постмиоценовое время осадки прогиба вблизи Хинганского разлома испытали сбросовые дислокации, а на юго-восточной окраине – взбросовые.

- 1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1: 25 000 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996.
- 2. Геологическая карта Хабаровского края. Масштаб 1: 500 000. ФГУГГП "Хабаровскгеология", 2003.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000. Лист М-53 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Хабаровск: Объясн. зап. СПб: Изд-во СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.+3 вкл.
- 5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- 6. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 48 с.
- Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 1. С. 64–68.
- Кудымов А.В. Кайнозойские поля напряжения в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, №. 6. С. 49–56.
- Кудымов А.В. Структурообразование в зоне северо-восточного фрагмента Колумбинского разлома (Северный Сихотэ-Алинь) // принята к печати в ж-ле Тихоокеан. геология.
- 10. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. С. 69–72.
- 11. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ, 2007. 406 с.
- 12. Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края, Еврейской автономной области и сопредельных территорий. Масштаб 1: 2 500 000. ФГУГГП "Хабаровскгеология". Дальневосточная региональная межведомственная стратиграфическая комиссия ФГУГП "Дальгеофизика", 2005.
- 13. Anderson E. M. The dynamics of faulting Edinburg: Oliver and Boyd. 1951. 206 p.

В.С. Куликов, Я.В. Бычкова, В.В. Куликова

ЛЕГЕНДАРНЫЙ МАТЕРИК БЬЯРМАЛАНД (СЕВЕР ВЕП) КАК ФРАГМЕНТ ГИПОТЕТИЧЕСКОГО НЕОАРХЕЙСКОГО СУПЕРКОНТИНЕНТА "КЕНОРЛЕНД"

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Тектоническое районирование Севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на начало раннего палеопротерозоя (2.5 Ga) вызывает значительные трудности, связанные с размерами всей территории, существующей неоднозначной геологической и геофизической информацией и ограниченными данными по геохронологии региона. Особенно это касается районов, расположенных к востоку от Фенноскандинавского щита и перекрытых мощным чехлом рифейских и фанерозойских образований.

Авторы, имея значительный опыт работ на ЮВ окраине щита и соответствующие материалы по геологии, тектонике, магматизму, геофизике и геохронологии, решили по-новому оценить историю Севера ВЕП, принимая во внимание уже существующие современные подходы к геодинамической истории региона [1, 5, 7, 8, 10 и др.]. Широко развитые в регионе палеопротерозойские интрузивные мафит-ультрамафиты совместно с вулканитами, образуя три крупные магматические провинции (КМП): сумийскую, ятулийскую и людиковийскую [10], становятся реперами для дальнейшего анализа его геодинамики. Особенности развития архейской коры в Фенноскандии позволяют поставить вопрос о существовании в ее пределах неоархейско-палеопротерозойского микроконтинента ("материка"), который являлся частью гипотетического суперконтинента Кенорленда, завершение формировани которого, по [5], произошло ~ 2.75 Ga. Образование самостоятельной части – крупного массива ("материка") континентальной, в основном, архейской коры, произошло при обособлении или распаде суперконтинента в палеопротерозое [12] около 2.5 Ga. Современные его границы дискуссионны, но сохранившаяся после интенсивных свекофеннских и тиманских тектонических событий его часть на площади около одного миллиона кв. км читается более отчетливо на тектонических и других картах и ряде схем [7-9] (рис.1 и 2).

В рамках современной географии массив ограничивают: на северо-западе каледониды Норвегии, северо-востоке тиманиды юга Баренцева моря и Тиманского кряжа, юго-востоке Солигаличский рифейский авлакоген, юго-западе – свекофенниды Приладожья, Центральной Финляндии и Северной Швеции. Две трети территории "материка" расположены в пределах Фенноскандинавского щита (Карельская, Беломорская, Кольская, Мурманская и Норботтен провинции), а остальная часть относится к фундаменту Русской плиты в Мезенской и Московской синеклизах Архангельской и Вологодской областей. Этому впервые выделяемому раннепалеопротерозойскому микроконтиненту предлагается дать имя "Биармийский (Бьярмийский или БМ) материк" по названию народа (биармы, бьярмы) [13]. Бьярм, биарм употреблявшийся викингами этноним, обозначавший жителей страны Бьярмаланд, расположенной, скорее всего в районе впадения в Белое море реки Северная Двина, примерно на месте современного Архангельска (существует и ряд иных версий, в соответствии с которыми Бьярмаланд мог располагаться в различных местах Севера Восточной Европы).



Рис. 1. Схема расположения "Легендарного материка Кенарленд".

Бьярмаланд, расположенной, скорее всего в районе впадения в Белое море реки Северная Двина, примерно на месте современного Архангельска (существует и ряд иных версий, в соответствии с которыми Бьярмаланд мог располагаться в различных местах Севера Восточной Европы). По сообщениям викингов бьярмы говорили на языке, похожем на язык "терфиннов" ("лесных финнов", живущих в лесах саамов), то есть языке финно-угорской группы. Вероятнее всего, это тот же этнос, который известен в русских источниках как чудь заволоцкая и который рас-



селялся в период с 4 по 9 век н.э. по берегам реки Северная Двина и побережью Белого и Баренцева морей [2, 3, 6 и др.]. Биармы фактически проживали и общались с соседними скандинавами и славянами в центральной части БМ, которая в исландских сагах называлась Бьармия.

Фрагменты БМ характеризуются общностью своего геологического строения, где отчетливо выделяются два структурных этажа: нижний архейский фундамент и верхний протоплатформенный чехол. В фундаменте доминируют ТТГ, пестрые комплексы зеленокаменных поясов и целый спектр гранитоидов, сформированных около 2.7 Ga, а также разновозрастные метаморфиты. В палеопротерозойском чехле с возрастом 2.5–1.8 Ga широко развиты осадки (кварциты, карбонаты, углеродсодержащие сланцы) и вулканиты (пикриты, коматиитовые базальты, базальты, андезибазальты, реже риодациты) с явными признаками континентальной, шельфовой или рифтогенной природы.

Спецификой ранней стадии становления БМ на фоне разрушения Кенорленда является широкое распространение мафит-ультрамафитового магматизма в пределах Фенноскандии в интервале 2.5–2.4 Ga под воздействием сумийского (Бьярмийского – ?) суперплюма и его дочерних плюмов (например, Виндибелт) [4]. Коматиитовые расплавы плюмов на границе с архейской корой, претерпев значительную контаминацию, сформировали переменой мощности (до первых километров) андерплейтинговый слой. Его последующая кристаллизация обеспечила создание подкорового основания, которое способствовало сохранению на БМ длительного (от 2.4 до 1.9 Ga) протоплатформенного режима. БМ завершил самостоятельное развитие как единой структуры около 1.9–1.8 Ga, что подчеркивается многочисленными однотипными изотопными возрастами разных по составу и характеру метаморфизма пород, и остался одним из крупных ядер более молодых мезо- и неопротерозойских суперконтинентов Колумбии и Родинии и их составной части континента Балтика [11 и др.].

Выделение на Севере ВЕП в раннем палеопротерозое единой крупной тектонической структуры предполагает корректировку существующих представлений о развитии архейского Беломорского подвижного пояса, который являлся в то время составной частью БМ и находился в режиме протоплатформы, о чем свидетельствуют составы сумийской и ятулийской КМП Беломорья.

Особо необходимо подчеркнуть положение будущей фанерозойской Архангельской алмазоносной провинции – ААП [1] в центральной части БМ на севере ВЕП. Здесь выявлено более 60 трубок кимберлитов и других щелочно-ультраосновных пород, слагающих кимберлитовые поля. Наиболее известные алмазоносные поля (Золотицкое и Верхотинское) локализованы в центральных частях провинции. Возможно, это свидетельствует о справедливости "правила Клиффорда" с необходимыми уточнениями.

Остается открытым вопрос относительно длительности существования Биармийского плюма, его размеров и состава, что позволяет оптимистично обосновывать данную гипотезу.

- Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия, минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М., Изд-во МГУ, 1999. 524 с.
- Джаксон Т.Н. Исландские королевские саги о Восточной Европе (С древнейших времен до 1000 г.). М.: Наука, 1993. 303 с.
- Киркинен, Х. О связях биармов и Скандинавии в средние века / Х. Киркинен. Скандинавский сборник. Тартусский. гос. ун-т. Таллинн, 1981. Вып. 26. С. 87–97.
- Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Коптев-Дворников Е.В., Зудин А.И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорья (ЮВ Фенноскандии) // Петрология. 2005. № 5. С. 516–537.
- Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2009. 40 с.
- Мейнандер, К.Ф. Биармы /Финно-угры и славяне: Докл. первого советско-финляндского симпоз. по вопросам археологии 15–17 нояб. 1976 г. Л., 1979. С. 35–40.
- Милановский, Е.Е. Тектоническая карта России и сопредельных территорий. М-ба 1:4 000 000. М., 2007.
- 8. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
- Geological map of the Fennoscandia shield. Geological Surveys of Finland, Norvay and Sweden and the orth-West Departament of natural Resources of Russia. Main compilery: Koistinen T., Stephens M.B., Bogachev V. et al., Helsinki. 2001.
- Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.52.4 Ga Sumian large igneous provinces/ / Precambrian Research 2010, 183. P.589601.
- 11. Puchkov V. The Odissey of Baltica Supercontinent Symposium // Espoo: GSF, 2012. P. 121-122.
- Williams, H., Hoffman, P. H., Lewry, J. F., Monger, J. W. H., Rivers, T., 1991. Anatomy of North America: thematic geologic portrayals of the continents. Tectonoph. 187. P. 117–134.
- 13. http://wiki-linki.ru/Page/284114

Е.П. Леликов, Т.А. Емельянова

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ФУНДАМЕНТА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

В составе Курильской островной системы выделяются три крупных структурных элемента: фронтальная область, Большая Курильская гряда и тыловая зона, примыкающую к Большой Курильской гряде в виде подводных вулканических хребтов со стороны Охотского моря. Фронтальная область включает тихоокеанский склон Курильской дуги в составе подводного хребта Витязя и островов Малой Курильской гряды. Она непосредственно граничит с Тихоокеанской плитой и в ее пределах на поверхность морского дна выходят породы фундамента всей островной системы. Проблема фундамента Большой Курильской гряды решалась на основании единичных находок метаморфических и интрузивных пород встречающихся виде ксенолитов в лавах Курильских островов [1]. На основании этих данных К.Ф. Сергеев [2] предполагал под этой грядой наличие складчатого фундамент герцинского или мезозойского возраста, переработанного последующими тектоническими движениями, а по Б.И. Васильеву [3] весь островной блок и хребет Витязя, являются частью складчатой области, сформированной в результате заключительных этапов мезозойского орогенеза.

На подводных структурах тихоокеанского и охотоморского склонов дуги на хребте Витязя и Броутоновской группе вулканов установлены выходы терригенных и интрузивных пород, прослеженные на многие километры геофизическими методами и драгированием [3, 4, 5, 6], которые могут быть отнесены к фундаменту островодужной системы. Кроме того, изотопные данные палеогеновых вулканитов этого хребта указывают на участие древнего корового материала в магмагенерации. Величины двухстадийного модельного возраста, Т_{DM2} варьируют в широких пределах, от нуля в базитах до 0.77 млрд лет в дацитах Модельный возраст дает представление о времени поступления вещества из мантии или возраст протолита. Это может указывать на присутствие докембрийских пород в источнике кислых вулканитов Витязя [7].

Гранитоиды подводного хребта Витязя

В верхней части тихоокеанского склона Курильской дуги выделяется подводный хребет Витязя, который отделяется от Большой Курильской гряды междуговым прогибом. В процессе геологического изучения хребта в 37 (2005 г.), 41 (2006 г.) и 52 (2010 г.) рейсах НИС "Академик М. Лаврентьев", нами было установлено широкое развитие гранитоидов в пределах этой структуры.

На основании определения (ИГЕМ РАН) радиоизотопного возраста (таблица) здесь выделяются граниты позднемелового и эоценового возраста.

Гранитоиды поздемелового комплекса. Биотит-роговообманковые граниты сложены плагиоклазом (An₂₀₋₂₅) 25–35 %, калиевым полевым шпатом (10–12%), кварцем (15–25 %), роговой обманкой до 10 % и биотитом до 7 %. В меланократовых разностях гранитов содержание кварца до 15 %, а роговой обманки составляет 15–18 %. В биотит-роговообманковых гранит-порфирах порфировые выделения (40–45 %) представлены олигоклазом (An₁₃) – 25–30 %, зернами калишпата (10–15 %), кварца (20–25 %), биотита (до 7 %) и роговой обманки, а основная масса сложена олигоклазом, кварцем,

№ пробы	Широта	Долгота	Интервал	K%±σ,%	⁴⁰ Аr _{рад}	Возраст ±1.60,
			драгирования, м		±σ, hγ/γ	млн лет
41-23-22	45° 48.06'	151° 03.00'	880-650	3.60±0.04	20.03±0.14	78.5±2.0
37-19-3	47° 42.908'	154° 22.670'	1800-1500	3.80 ± 0.04	19.8±0.2	74.0±2
37-17-11	47° 42.690′	154° 23.208'	1770-1500	4.46 ± 0.05	15.41±0.16	49.2±0.15

Примечание. 41-23-22, 37-19-3 – позднемеловые граниты: 41-23-22 – мусковитовый, 37-19-3 – биотитроговообманковый; 37-17-11 – эоценовый биотит-роговообманковый гранит.

калишпатом и биотитом. Субщелочные роговообманковые граниты сложены калишпатом 40–45 %, альбитом 10–15 %, кварцем 10–15 %, роговой обманкой 5 % и вторичными минералами: эпидотом 10 %, мусковитом 10–15 %, хлоритом 15–20 %. Биотитовые граниты состоят из калишпата-пертита 35–40 %, кварца 30–35 %, зонального плагиоклаза – 10–15 %, биотита 7–10 %, магнетита 5 %. Кварцевые диориты – мелкозеронистые породы, состоящие из кристаллов плагиоклаза (30 %), зерен калиевого полевого шпата (до 10 %), кварца (15 %), роговой обманки (8–10 %) иногда с включениями пироксена, биотита (7–8 %), титаномагентита (до 1 %). Биотит-роговообманковые порфировидные гранодиориты состоят из зонального плагиоклаза – 25–35 %, кварца до 10 %, калиевого полевого шпата до 10 %, биотита 10–12 %, роговой обманкой до 15 %, авгита 7 %, титаномагнетита 3–4 %, апатита, топаза, флюорита. Биотит-клинопироксеновые граносиенит-порфиры сложены вкрапленниками (40–45 %) плагиоклаза (An₄₈₋₅₆) – 35–40 %, клинопироксена 10–15 %, биотита 10 %, оливина 5–7 %. Присутствует калишпат – 10–15 %, топаз до 5 %, апатит, титаномагнетит до 10 %.

Эоценовый комплекс. К нему отнесены глыбы среднезернистых массивных гранитов, поднятые при драгировании на станции 37-17. Это биотит-роговообманковые гранит-порфиры сходные с позднемеловыми гранитами, отличаясь от них меньшим количеством вкрапленников (до 30 %), сложенных кристаллами плагиоклаза (25–30 %), зернами калиевого полевого шпата (20–25 %), кварца (20–25 %), биотита (до 8 %), роговой обманки и микропегматитовой структурой основной массы.

Гранитоиды Броутоновской группы вулканов

Эта группа подводных вулканов занимает центральное положение в пределах Курильской островной дуги между островами Симушир и Уруп на продолжении Броутоновского хребта, вдающегося в Курильскую глубоководную котловину Охотского моря. Вулканы находится в зоне изгиба вулканического фронта Большой Курильской дуги. Этот изгиб совпадает с изменением характера поля напряжений, определенным по механизмам очагов землетрясений [4]. В пределах фронтальной области дуги на подводном хребте Витязя этот изгиб проявляется в виде зоны активного растяжения и деструкции. Наиболее отчетливо выраженной зоной деструкции является рифтогенная структура грабена Буссоль, пересекающая островной склон Курильской дуги. Вулканические постройки Броутоновской группы в виде цепочки из восьми вулканов, ориентированных перпендикулярно к Курильской дуге прослеживаются от островов Черные Братья в сторону Курильской котловины [4].

На горе Обручева и Вавилова наряду с базальтами и андезитами подняты породы мезозойского фундамента Курильской дуги: песчаники, алевролиты, диориты, гранодиориты, граниты и сиениты позднемелового возраста [4, 5].

Диориты сложены плагиоклазом (75–80 %) двух генераций: зональные кристаллы андезина An₃₈₋₄₂ и зерна без двойников, роговой обманкой и редкими зернами кварца. В кварцевых диоритах содержание кварца до 10 % и наряду с роговой обманкой присутствует пироксен до 20 %. Среди гранодиоритов выделяются пироксен-роговообманковые и биотит-роговообманковые разности. Первые – порфировидные породы, сложенные плагиоклазом An_{32-38} до 50 %, пироксеном до 15 %, роговой обманкой (5– 10 %), кварцем до 15 % и калишпатом до 15 %. Вторые состоят из плагиоклаза (45– 50 %), кварца до 30 %, биотита и роговой обманки до 15 % и калишпата. В граносиенитах калишпат преобладает или находится в равных количествах с плагиоклазом (35– 40 %), кварца не более 10 %. Биотит роговообманковые граниты сложены плагиоклазом (An_{25-27}) до 45 %, калишпатом до 30 %, кварцем до 20 %, биотитом и роговой обманкой, замещенных хлоритом и эпидотом. В биотитовых гранитах калишпат до 40 %, плагиоклаз (An_{24-26}) – 35 %, кварц 25 %, биотит 2–3 % [5].

Ксенолиты роговообманковых диоритов и плагиогранитов

Ксенолиты диоритов, представленными угловатыми обломками (8–10 см в поперечнике) собранными в лавах вулкана Мильна остров Симушир [1]. Это полнокристаллические порфировые породы, сложенные плагиоклазом An₅₀ до 48 %, роговой обманкой до 22 %, пироксеном, рудным минералом до 3 % и вторичными: хлоритом до 14 % и кристобалитом до 13 %. Ксенолиты плагиогранитов также установлены на острове Симушир в современных лавах вулкана Горящая Сопка. Внешне это розовато-серая, хрупкая порода, в которой видны зерна полевого шпата и кварца. Наблюдается частичное расплавление породы с появлением вторичного стекла (11.4 %). Сохранившиеся зерна плагиоклаза (до 66 %) и кварца (до 15 %) имеют заливчатые очертания, указывающие на их вторичное расплавление [1].

Основные результаты

Курило-Камчатская островная дуга находится в зоне субдукции, в которой происходит погружение Тихоокеанской плиты под Азиатский континент и преобладающим типом напряжений здесь является сжатие. Проведенное нами изучение геологического строения хребта Витязя позволило определить состав и возраст пород фундамента и осадочного чехла этой структуры [6, 7]. Наиболее древние вулканогенно-осадочные отложения, установленные на хребте Витязя, отвечают позднемеловому - раннепалеоценовому времени, а среди интрузивных пород – позднемеловые гранитоиды. Однако изотопные данные могут свидетельствовать об участии древнего докембрийского корового материала в источнике эоценовых вулканитов. Возможно, область хребта Витязя представляла собой окраину континента, где вплоть до плиоцен-плейстоцена накапливались продукты эрозии древних пород [7].

На основании изучения гранитоидов трех возрастных комплексов фундамента Курильской островодужной системы установлены черты их сходства и ряд различий. Сходство, прежде всего, определяется единым деффиренциальным рядом пород от диоритов до лейкогранитов и сиенитов, формирующих гранитоидные массивы в сходной геодинамической обстановке. На дискриминационных геохимических диаграммах Y-Nb и Rb-(Y+Nb) [8] изученные гранитоиды попадают в поле вулканических дуг и синколлизионных пород.

По рубидий-стронциевому отношению основная часть интрузивных образований попадает в поле производных островодужной и континентальной толеитовой магмы, группируясь в районе линий вулканитов Курило-Камчатской островной дуги. Всем им присуще наличие отрицательной Та-Nb аномалии, низкое менее 0.5 Cr/V отношение характерное для гранитов Охотского моря [5]. Кроме того, по ряду признаков описыва-

емые гранитоиды, особенно Броутоновской группы близки позднемеловым магматическим породам Охотского моря, что может свидетельствовать о структурном единстве мезозойского фундамента Охотского моря и Курильской островной дуги.

Наряду с этим породы различных структурных зон и возрастных комплексов обнаруживают геохимические особенности. Высококалиевые гранитоиды хребта Витязя отличаются более высоким содержанием Rb, Ba, Pb, особенно отчетливо проявленного в эоценовых породах от гранитоидов Броутоновской группы. Это связано с геохимическим родством этих элементов с калием и их изоморфным вхождением в калийсодержащие минералы. Последние, характеризуются более высокими содержаниями Cr, Co, Ni по сравнению с породами Витязя. При, сходном характере фракционирования редкоземельных элементов во всех группах пород содержание LREE для броутовоских гранитоидов ниже, чем для пород хребта Витязя, в которых отмечается также отрицательная европиевая аномалия, не выраженная в породах Броутоновской группы. Отрицательное значение европиевой аномалии, вероятно, связано с влиянием окислительного режима условий формирования этих малоглубинных интрузий. На диаграмме Si/Al – Fe+Mg/Al, отражающей зависимость глиноземистости биотита от щелочности расплава [9], биотиты обоих комплексов хребта Витязя попадают в V группу щелочности, что свидетельствует о высокой активности щелочей в процессе кристаллизации магмы.

Разновозрастные гранитоиды фундамента Курильской островной системы различаются параметрами общей щелочности, калиевости, концентрациями Rb, Sr, Ba, Cs, которые взрастают от более древних гранитов Броутоновской группы к молодым эоценовым породам хребта Витязя, т.е. намечается гомодромная направленность магматизма от позднего мезозоя к палеогену.

Гранитоиды из различных структур фундамента Курильской островной системы представляют собой гипабиссальные образования производные андезитовой магмы, обладающие многими общими петрогеохимическими чертами, что обусловлено, их формированием на континентальной коре в коллизионных геодинамических условиях, связанных с напряжением сжатия при перемещении и погружении Тихоокеанской плиты под Азиатский континент.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО, проект № 09-05-98602, ДВО РАН, проект № 12-III-А-07-122 и ФЦП "Мировой океан".

- 1. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских вулканов. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
- 2. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы М.: Наука, 1976. 240 с.
- Васильев Б.И., ЖильцовЭ.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга–желоб М.: Наука, 1979. 105 с.
- Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Антонов Ю.А. и др. Каталог подводных вулканов Курильской островной дуги М.: Наука, 1992. 528 с.
- Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 266 с.
- Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе "сейсмической бреши" (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги)//Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 3–15.
- 7. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.

В.В. Лепешко, Ю.И. Мельниченко

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИКИ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Альтиметрические данные могут служить основой для изучения последовательности и условий формирования структур земной поверхности методом сравнительного анализа их парагенезов. Структура и генезис рельефа связаны с процессами выравнивания и деформаций земной поверхности. Это отражается в особенностях, закономерностях и тенденциях строения частей поверхности. Такие особенности строения, закономерно связанные с определёнными процессами формирования земной коры, называют парагенезами структур или структурными парагенезами [3, 5]. Особенности строения – результат отличия локальных геодинамических условий, формирующих участок поверхности. Закономерности строения обусловлены достаточной интенсивностью и длительностью направлений региональных и глобальных геодинамических процессов. Тенденции строения указывают на определённые тенденции развития участков земной поверхности. По ним можно судить о динамике формирования всей поверхности Земли. Конечная цель исследований разнообразия структур поверхности – получение кинематических и геодинамических характеристик эволюции земной поверхности региона.

Исследования включают в себя четыре этапа работ: 1 – обработка альтиметрических данных, 2 – выявление структурных парагенезов по результатам обработки, 3 – районирование по разнородным критериям и показателям, 4 – проведение сравнительного анализа, обобщения, построение моделей. Цифровой массив необходимых альтиметрических данных можно найти в Интернете. Применимы для исследований несколько программ. Они различаются детальностью, интерактивными возможностями и ценой. Авторами применялись данные программы ЕТОРО 1' (сайт: <u>http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi</u>). Доступ к ним бесплатен. Точность соответствует осреднению на одноминутную трапецию.

Данные ЕТОРО 1' представлены в текстовом формате. Они применимы для работы с программами, обслуживающими этот формат. Сегодня популярнейшая из них "SURFER". Эта программа может строить изображения рельефа в изолиниях, контурах и различных трёхмерных объёмных проекциях с выбранным направлением "подсветки". Для расширения оперативных возможностей, массив данных ЕТОРО 1' переведён из текстового формата в цифровой в программе "EXCEL". Эта программа позволяет быстро – в сотни раз быстрее ручного способа – строить профили рельефа и различные графики при решении статистических задач. Картографический образ [1] изучаемых объектов может быть отображён очень разнообразно [6], что умножает возможности разностороннего изучения объектов земной поверхности.

Таким образом, составляется комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля региона в виде подсвеченных поверхностей и в изолиниях. Карты изогипс служат основой для морфометрического анализа и синтеза данных. Скульптурные карты рельефа и аномалий гравитационного поля с "подсветкой" изображают "вид с высоты" на поверхность. Они делают очевидными многие распределения и пространственноТенденции выявляются и изучаются статистическими методами [2, 6]. Эффективны для детализации и обобщений карты распределений средних высот (\mathbf{H}_{ep}) и стандартных отклонений (\mathbf{h}^2) с осреднением на элементарную трапецию с площадью 2.5×2.5 или 1×1 градус. Они строятся в программе "EXCEL" Распределения \mathbf{H}_{ep} показывают, в каких гипсометрических интервалах проявлялись или сохранялись тенденции, например, спрединга, выравнивания и усложнения земной поверхности. Выбор окна осреднения и статистический анализ зависят от поставленной задачи. Распределения стандартных отклонений характеризуют степень расчленённости участков земной поверхности и их пространственно-временные взаимоотношения. Карты распределений старении старении и взаимоотношений больших и малых участков поверхности.

Затем проводится сравнительный анализ парагенезов структур рельефа, геофизических полей, геологического строения. Тенденции строения и развития объектов земной поверхности выявляются и подтверждаются с помощью статистических методов [2]. Для изучения объектов регионального масштаба и более крупных рационально строить схемы, характеризующие распределения параметров рельефа для трапеций с площадью 1×1 и 2.5×2.5 градуса. Изменяя шаг горизонталей, можно получить как более подробную, так и более общую картину распределений больших и малых форм поверхности. Таким образом, выясняются морфометрические и, аналогично, гравиметрические закономерности структуры поверхности земной коры, характеризующие те или иные черты её эволюции. На картах различной спецификации структурные парагенезы отражены определенными структурными рисунками.

Для выявления участков земной поверхности, различающихся историей развития деформаций, строятся карты концентраций признаков деформаций в рельефе, геологическом строении и геофизических полях. На основе сравнительного анализа этих карт строятся схемы эволюции земной поверхности.

На рис. приведён фрагмент карты концентраций форм и элементов рельефа Западно-Тихоокеанской переходной зоны. В масштабе рисунка плохо различимы ориентировки мелких форм и их элементов, зато хорошо различаются участки по концентрации элементов структурных рисунков. Ориентировки и концентрации элементов структурного рисунка являются признаками направлений и интенсивности деформаций земной поверхности. Там где преобладали процессы эрозионного и аккумулятивного выравнивания концентрация форм низкая. Это материковые равнины, шельф и относительно слабо деформированные участки океанского дна.

В местах, где тектонические деформации развивались интенсивно, с тенденцией поперечного сжатия-продольного растяжения, концентрация форм максимальна. Это островодужные системы с прилегающими желобами. Здесь, при формировании современного рельефа преобладало нормальное сжатие в северо-западном и встречном ему направлениях.

К средней концентрации можно отнести рельеф окраинных морей, их складчатое обрамление, горные системы Монголо-Охотской складчатости. Строение этих участков поверхности имеет признаки смены направлений сжатия–растяжения и интенсивности деформаций. Градация подразделений концентрации может быть более подробной. Здесь приведён простейший, но наглядный в данном масштабе вариант.

Выявление признаков тектонического контроля в строении земной поверхности проводится путём анализа и синтеза структурных рисунков карт рельефа (в



Рис. Карта концентраций форм и элементов рельефа земной поверхности Западно-Тихоокеанской переходной зоны. 1–3 – участки с разной

1–5 – участки с разной концентрацией форм рельефа: 1 – с низкой, 2 – средней, 3 – высокой; 4 – подводные на слабо расчленённой поверхности океанского дна.

изолиниях и "рельефных" образах, с разными ракурсами, подсветки). Изучение эволюции поверхности строится на выявлении и анализе структурных рисунков, отражающих парагенезы тектонических процессов, формировавших рельеф. Выделяются структурные парагенезы по признакам сходства и различая воздействия экзогенных и эндогенных процессов: расчленённости, гипсометрического уровня рельефа, форм и ориентировок его элементов. Синтез ассоциаций парагенезов структур объединяет парагенезы по сходству в пределах больших участков поверхности.

Более сложные объекты представляют комплексные парагенезы структур и ассоциации таких парагенезов, характеризующие развитие больших участков поверхности. Комплексные парагенезы включают разнородные логически связные показатели. Например, фрактальные и взаимосвязанные структурные рисунки рельефа, гравиметрических и магнитных полей. В ассоциации такие парагенезы структур объединяются по общему для них признаку или группе признаков формирования поверхности. Например, поверхность выравнивания или складчатость, или гетерогенное поднятие и т.п.

Авторами парагенетический анализ структур земной поверхности по альтиметрическим данным применялся при изучении объектов разных масштабов: для акватории залива Петра Великого, морей и суши Азиатско-Тихоокеанского сочленения [2–4].

- 1. Берлянт А.М. Образ пространства: Карта и информация. М.: Мысль, 1986. 240 с.
- Казанский Б.А. Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Пятый Всерос. симпоз. "Физика геосфер": Материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174–177.
- Лепешко В.В., Белоус О.В. О полях деформаций в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 490–495.
- Лепешко В.В. Мельниченко Ю.И. Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXIV тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 389–392.
- Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С.145– 197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).
- 6. Суханов В.В. Научная графика на компьютере. Владивосток: Дальнаука, 2005. 335 с. ISBN 5-8044-0599-3.

Ю.И. Мельниченко¹, Г.З. Гильманова², О.В. Рыбас², В.Т. Съедин¹

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ДНА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА

¹ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Изучения природы тектонических движений океанской литосферы сильно ограничено возможностями применяемых в океанологии методов. Прежде всего, это методы геофизических измерений, выявляющие аномалии гравитационного и магнитного полей, редко используемые методы термометрии. Геологические методы, такие как бурение дна океанов (несколько сотен скважин на Мировой океан) и отбор каменного материала (драгирование дна) имеют отношение к вещественному составу коры. Отсутствуют непосредственные наблюдения тектонической структуры (геологическое описание разрезов коры в обнажениях). Это в условиях континентальной суши составляет основу геодинамических построений, создающих представление об эндогенных процессах. Поэтому тектоника плит, основанная преимущественно на геофизических данных, не способна сегодня объяснить многие явления, проявляющиеся в области взаимодействия континентальных и океанических структур.

В этом отношении широкие возможности открывают методы структурного анализа тектонического рельефа океанского дна. В морфологических и морфометрических свойствах поверхностных форм, которые представляют реализованные, как бы "застывшие", деформации коровых блоков, зашифрованы характерные особенности тектонических процессов [1]. В интерпретации с геолого-геофизическими данными они раскрывают природу новейших движений коры [2, 3]. Главный интерес при изучении тектонических движений представляют крупные линейные и кривые скоростей движения земной поверхности, проявляющиеся в линеаментах. Локальные изломы свидетельствуют об изменении вектора скоростей. Появление цифровых моделей рельефа и вычислительных программ позволяет сопоставить структурные и пространственно-временные связи современных, новейших и древних латеральных и вертикальных движений [4, 5]. Наше исследование проведено с целью выяснения возможностей батиметрического (гипсометрического) анализа цифровой модели рельефа морского дна для дешифровки тектонической природы океана, поскольку вся его геодинамическая эволюция фиксируется в рельефе дна.

В этой работе приводятся результаты исследования деформации коры Филиппинского моря (ФМ), проведенного на основе статистического анализа цифровой модели рельефа дна. В этом отношении впадина ФМ представляет идеальный объект. Особенность его геотектонического положения состоит в том, что в системе окраинных морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны "континент-океан" литосфера морской впадины находится в области сочленения континентальных и океанических плит и испытывает с их сторон разные геодинамические напряжения, направленные в сторону впадины. Результатом служит хотя бы деление впадины хребтом Кюсю-Палау на две практически равные западную и восточную части (рис. 1). В их пределах выделяются другие неоднородности земной коры. Поэтому



Рис. 1. Поле деформации дна Филиппинского моря и его обрамления по базе данных ЕТОРО' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) в формате "SURFER". Во вставке морфоструктура ФМ. 1 – изометричные поднятия, 2 – линейные хребты, 3 – равнины котловин, 4 – разломы, 5 – глубоководные желоба, 6 – скважины глубоководного бурения.

вопрос о происхождении и геодинамике ФМ однозначно не решается. Однако все исследователи признают определяющую роль тектонических и магматических процессов в поэтапной эволюции впадины [6].

При изучении структуры впадины использованы данные космической альтиметрии (база ETOPO') и радарной съемки (база SRTM-03), данные батиметрии и



Рис. 2. Модуль градиента рельефа дна Филиппинского моря (по SRTM-03), масштабный параметр t=49 (А) и линеаменты (Б) по модулю градиента рельефа (окно расчета 64).

геолого-геофизические материалы. Составленная цифровая модель рельефа впадины обработана на компьютере в реализации алгоритма программы О.В. Рыбаса. Результат обработки – цифровая модель модуля градиента рельефа (модель МГР) изучалась на выделение разнообразных структурных и статистических параметров. Это линеаменты, распределение плотности штрихов – элементарных линеаментов, линии вытянутости роз-диаграмм, ориентировка дизъюнктивной сети и другие, представляющие текстурные характеристики изображений рельефа на моделях и отражающие деформации крупных блоков земной коры (пример на рис. 2). Все эти статистические характеристики рельефа получены с помощью программы WinLESSA. Они обладают разной степенью информативности в отношении палеогеодинамического режима отдельных областей, но вместе составляют целостную картину движения коры ФМ.

Морфометрические характеристики (распределение средней высоты H и стандартного отклонения, показывающего расчлененность поверхности) подтверждают преобладающую роль дизъюнктивных дислокаций коры [2, 3]. Они проявляются в теневой скульптуре и сети линеаментов (рис. 1, 2), характеризующих высокую дискретность поверхности коры. Характерно отсутствие признаков пликативных дислокаций, что отличает сдвиговую деформацию океанической базальтовой коры. Линии вытянутости линеаментов показывают вектора геодинамических напряжений.

Структурная интерпретация результатов цифрового преобразования рельефа проводилась по методике, применяемой при изучении континента [5]. Она заключается, прежде всего, в пространственной привязке выделенных линеаментов и парагенезов к геологическим структурам. В поле деформации ФМ в структуре преобразованного рельефа мы наблюдаем элементы вязкого тектонического течения
объемных масс коры согласно простиранию региональных линеаментов. Преобладает латеральная сдвиговая составляющая течения. В западной части ФМ она имеет запад – северо-западные направления, в восточной части – северо-восточные до субмеридиональных и северо-северо-западные, также до субмеридиональных. Неоднородности коры контролируют морфологию и структуру различных типов деформаций. В зоне Центрального разлома они отвечают природе структурного шва (линейный вал с рифтом в осевой части). Мощные линейные деформации (нормальные по отношению к Центральному разлому) наблюдаются в центральной части хребта Кюсю-Палау. Выделяется трансрегиональный линеамент 130° в.д. В западной части ФМ ближе к границам геоблоков наблюдаются элементы плюмовой тектоники, просвечивают очаговые структуры глубин литосферы, обусловленные подъемом масс базальтового слоя тектоносферы. Здесь в зонах конвергенции горизонтальные течения коры преобразуются в вертикальное движение масс, следствием которого становится формирование островодужных шовных структур.

Таким образом, исследование морфометрических характеристики рельефа дна, содержащихся в цифровых моделях, показывает, что ФМ по характеру деформаций и структурному плану представляет собой обособленный своеобразный участок крайней западной части Тихого океана. Его западная часть наследует линейные (разломные) структуры океана, которые обновлялись в новейший кайнозойский период развития ФМ. Его восточная часть развивалась в условиях резко изменившейся геодинамической обстановки и является новейшей наложенной структурой. Создается представление, что не движение плиты ФМ, а потоки объемных масс литосферы, формирующиеся под влиянием сходящихся плит, инициирует геодинамические напряжения в пределах региона и его границ.

Материалы исследования в целом показывают высокую эффективность геодинамической интерпретации цифровых моделей рельефа океанского дна. Геологическая интерпретация результатов батиметрического анализа является задачей дальнейших исследований.

- 1. Рогожин Е.А. Блоковое строение земной коры Северной Евразии // Физика Земли. 2004. № 10. С. 81–94.
- Мельниченко Ю.И., Лепешко В.В., Изосов Л.А. Зона перехода континент-океан в Азиатско-Тихоокеанском поле деформаций // Физика геосфер: Пятый Всерос. симпоз. (матер. докл.). Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 405–417.
- Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Опыт применения данных спутниковой альтиметрии для анализа парагенезов структур рельефа: Материалы XIV Совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 587–588.
- Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 6. С. 45–52.
- Гильманова Г.З., Шевченко Б.Ф., Рыбас О.В., Диденко Е.Ю., Головей С.В. Линейные геологические структуры юга Алдано-Станового щита и восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: геодинамический аспект // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 61–70.
- Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Тектономагматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины. Физика геосфер: Седьмой Всерос. симпоз. (матер. докл.). Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 405–417.

М.Л. Мишин¹, В.В. Акинин², Е.А. Рябова¹

ПРОБЛЕМА ПРОСТРАНСТВА СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ И ГИПАБИССАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

¹ΦГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск ² ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Морфологические и структурные особенности близповерхностных интрузий определяются исключительно вязкостью и подвижностью магмы. Последняя в свою очередь зависит от дегазированности и глубины ее формирования. В вулканических поясах в близповерхностном уровне можно выделить субвулканическую и гипабиссальную зоны. Среди субвулканических интрузий выделяются субинтрузии идиоморфного и ксеноморфного типов [2].

Субинтрузии ксеноморфного типа распространены во внутренних зонах вулканических поясов и приурочены к апикальным частям вулкано-купольных структур кислого состава. Это тела преимущественно блоковой формы, как правило, с вертикальными стенками и горизонтальной подошвой и кровлей. Площадь таких блоков не превышает 500 м². Петрографическим признаком интрузий ксеноморфного типа является отсутствие ксенолитов и равновесный состав вкрапленников и основной массы – котектоидный тип [3]. В апикальных частях куполов сосредоточены наиболее крупные тела с элементами кровли, например, купола Красивый, Средне-Нютский и Короткинский. Структурные данные позволяют сделать вывод об образовании субинтрузий ксеноморфного типа в условиях растяжения при куполообразовании путем заполнения магмой пространства переместившихся блоков вмещающих пород. Отсутствие ксенобрекчий, ксенолитов и тонких инъекций расплава во вмещающие породы, а также прямолинейный характер контактновых поверхностей, указывают на высокую вязкость магмы. В практике геологических исследований субинтрузии ксеноморфного типа часто ошибочно трактуются как экструзивные образования.

Субвулканические интрузии идиоморфного типа – это лакколито-образные тела мощностью до 3–5 км, площадью до 1800 км². Они распространены главным образом во внешних зонах окраино-континентальных поясов и пространственно тесно связаны с полями игнибритов эвтектоидного типа [1]. Главная особенность пород эвтектоидного типа - неравновесный химический состав вкрапленников с основной массой. Последняя независимо от валового состава пород имеет кварц-полевошпатовый состав, отвечающий гранитной эвтектике. Вкрапленники в этих породах представлены двумя парагенезисами: ранний парагенезис близок по составу к габбро (основной плагиоклаз, пироксены и редко амфибол), поздний парагенезис близок по составу с основной массой. Соотношение габбрового и гранитного парагенезиса вкрапленников определяется валовым химическим составом пород. Например, в дацитах Тарынского массива вкрапленники представлены одним габбровым парагенезисом, а в риолитах Яуринского массива – одним гранитным.

Изученные субвулканические массивы независимо от размеров и химического состава имеют большое сходство. Имеющиеся между ними различия связаны главным образом с уровнем эрозионного среза (рис. 1).



Рис. 1. Обобщенная модель субинтрузива идиоморфного типа.

1 – гранит-порфиры второго этапа; 2–7 – субинтрузивные породы, 2 – с игнимбритовыми структурами; 3 – с флюидальными массивными структурами, 4 – крупновкрапленниковая разность, 5 – гранитпорфиры (гранодиорит-порфиры), 6 – взрывные брекчии и туффизиты, 7 – дайки риолитов; 8 – прикровлевые игнимбриты и пирокластические отложения ранней стадии; 9 – породы вулканогенного чехла; 10 – породы фундамента. Сплошной линией показаны резкие границы, точками-фациальные, штрихпунктирной линией показано положение переходной фельзит-порфировой фации в Каменушинском субинтрузиве.

Субинтрузии имеют чащеобразную форму с относительно крутыми бортами (до 90°, в среднем 30°) и пологой подошвой, осложненной центральным куполом. Кровля, судя по положению фации водораздельных игнибритов, имела выдержанное горизонтальное залегание. За счет центрального купола ось максимальных погружений подошвы смещена ближе к его периферии и имеет кольцевую форму. Вблизи контакта вмещающие породы нередко раздроблены и сопровождаются инъекциями субвулканических пород, мощность которых колеблется от десятков метров до первых сантиметров.

Эндоконтактовая зона субинтрузивов образована стекловатыми породами с игнибритовыми структурами. К центру игнибриты сменяются породами с флюидальными и массивными структурами основной массы. В центральных частях массивов обычно присутствуют безкорневые тела гранит-порфиров, реже – гранитов.

Симметричная зональность массивов относительно контактов и центральной гранит-порфировой фации свидетельствует об образовании фациальной гаммы пород как единой остывающей единицы.

В Тарынском массиве установлены скиолиты вмещающих пород размером до десяти метров, сопровождающиеся шлейфом ксенолитов. В центральной части схожий шлейф ксенолитов пересекает практически весь массив на исследованную глубину. Эти данные, а также насыщенность пород ксенолитами, позволяют предполагать образование таких субинтрузий не только за счет просадки вмещающих пород, но и путем их дезинтеграции и замещения на месте (in situ).

Интрузии гипабиссального уровня также, как и субвулканические породы, приурочены к вулканическим поясам. Однако тесной связи с конкретными типами вулканических пород не отмечается. Более того, гипабиссальные интрузивы, как правило, моложе близких им по составу вулканитов. Гипабиссальные интрузивы по петрографическому составу и структурным данным также достаточно близки друг другу. В качестве типичных примеров рассмотрены структура и состав Сизинджинского и Бирушинского массивов.

Сизинджинский массив расположен на стыке Куйдусунской и Ульинской зон Охотско-Чукотского пояса. U-Pb (TIMS) возраст циркона из гранитоидов и диоритов массива – 90–91 млн лет. Бирушинский массив расположен на западном Сихоте-Алине на стыке Сихоте-Алинского и Сунгари-Селитканского вулканических поясов. U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из монцонита Бирушинского массива – 88 ± 1 млн лет (средневзвешенное значение, СКВО = 0.9, p = 0.3).

В отличие от абиссальных гранитоидов гипабиссальные интрузии имеют резкие контакты. А от субвулканических их отличает отсутствие стекловатых фаций и многофазность. Для решения проблемы пространства гипабиссальных интрузий решающее значение имеют состав и структура ксенолитов.

В гипабиссальных интрузиях выделяются два типа ксенолитов: ороговикованные вмещающие породы и эндогенные ксенолиты, представленные мелкозернистыми магматическими породами по составу от габбро до кварцевого диорита. По составу эндогенные ксенолиты всегда основнее вмещающих их гранитоидов.

В Сизинджинском массиве северо-западный фланг сложен терригенными породами Верхоянского комплекса, а юго-восточный – меловыми вулканогенными породами. Ксенолиты вмещающих пород четко разделены пространственно: линия, разделяющая вулканические и терригенные ксенолиты, проходит вдоль осевой части массива.

Элементы залегания слоистости в терригенных ксенолитах и в терригенном обрамлении массива имеют одинаковое залегание (рис. 2 а, б).



Эндогенные ксенолиты имеют преимущественно круглую форму, но эта округлость связана не с транспортировкой, а обусловлена, скорее всего, поверхностным натяжением, возникающим на границе сред с разной вязкостью, поскольку между круглыми ксенолитами отмечаются перемычки в виде шлиров реститовых минералов, а также встречаются ксенолиты в форме гантелей.

Иногда в гранитоидах отмечаются крупные септы (блоки), сопровождающиеся шлейфом мелких ксенолитов. В таких ксенолитовых "супах" зерна плагиоклазов и амфиболов обычно имеют хорошо выраженную однонаправленную ориентировку.

В отличие от Сизинджинского массива Бирушинский имеет зональное строение с центральным интрузивом, образованным монцонитами. Вмещающими породами монцонитов являются ороговикованные субвулканические монцонит-порфиры и микродиориты. Субвулканические породы по-видимому полностью выполняли Бирушинскую структуру.

В Бирушинском массиве ксенолиты образуют комплиментарную серию: пироксеновые роговики, афировые мелкозернистые микродиориты, мелко-среднезернистые монцо-диориты, среднезернистые диориты. Мелкозернистые диориты отличает трахитовая структура, обусловленная ориентированным расположением лейст плагиоклаза и темноцветных минералов. Экспериментально [1, 5] такие структуры были получены при воздействии кремне-щелочных флюидов на амфиболиты. Специфика Бирушинского массива заключается в том, что весь спектр продуктов преобразования ксенолитов можно наблюдать на ограниченной площади и нередко в одном ксенолите. В зональных ксенолитах происходит последовательная смена роговиков микро-диоритами с трахитовыми структурами, затем - монцодиоритами, и, наконец, среднезернистыми монцонитами, с полным подобием последних по составу и структуре монцонитам самого массива. В этом же направлении растет зернистость пород. Прямых петрографических признаков плавления монцонит-порфиров не установлено. Возможно, это связано с близостью химического состава монцонитов с монцонит-порфирами. Некоторым подтверждением данного вывода служит состав биотита в ксенолитах, а также распределение церия в породах массива.

Массовые замеры линейности в вертикальных полках карьера показали выдержанную северную ориентировку в интервале 90–100° (Рис. 2 в).

Приведенные в работе данные указывают на то, что т.н. ксенолиты микродиоритов в Сизинджинском и Бирушинском массивах являются неперемещенными реститами гранитизированного субстрата, что говорит об образовании гранитоидов на месте.

- 1. Жариков В.А., Ходоревская Л.И. Гранитообразование по амфиболитам // Петрология. 2006. Т. 14, № 4. С. 339–358.
- Мишин Л.Ф. Морфология и фациальный состав субвулканических интрузий оловоносных вулоканических зон Востока ССР// Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 39–51.
- 3. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 208 с.
- Мишин Л. Ф. Эвтектоидный и котектоидный петрографические типы вулканических и субвулканических пород кислого состава окраинно-континентальных вулканических поясов (на примере Востока Азии) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, №. 2. С.69–85.
- Ходоревская Л.И. Гранитизация амфиболитов. 2. Основные закономерности физических и химических явлений при процессах фильтрации флюида через породу // Петрология. 2003. Т. 11, №. 3. С. 321–331.

П.Л. Неволин, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин тектонические структуры и гранитизация при становлении континентальной коры

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Считается, что граниты формируются в земной коре, главным образом, как продукт внедрения магмы во вмещающие породы. Другие суждения обосновывают магматическое или метасоматическое преобразование в гранитоиды самих вмещающих пород – процесса гранитизации. Существует много точек зрения на природу гранитизации [1, 7]. Чаще в основу ставятся процессы палингенеза, анатексиса, метасоматоза, регионально-метаморфические, ультраметаморфические. Сюда же следует отнести и выводы [2], обосновывающие модель формирования гранитных интрузивов in situ путем плавления за счет энергии складчатости на примере Памира. Там при самых хороших условиях наблюдения не картируются подводящие каналы, а также следы внедрения плутонов, но наблюдаются постепенные (в десятки километров) переходы плутонов во вмещающие породы.

При исследовании структур рудных районов и месторождений Приморья нами неоднократно примечалось сходство ориентировок элементов строения интрузивов и вмещающих каркасов. Наши наблюдения того времени интрузивов по существу, подтверждали выводы некоторых приморских геологов [3, 4 и др.] о распространенности гранитизации в Приморье. Так, В.П. Уткин установил, что мобильность эндогенных флюидов управляется развитием структур растяжения, сосдвигового и соскладчатого типов [5]. Однако на фоне тонкой изученности вещества, знания о структурах и структурировании интрузивов в Приморье все еще остаются недостаточными.

Теперь мы проводим целенаправленные структурные исследования связи гранитизации и тектонических структур. Главное внимание уделяется изучению мезоуровневых структурных рисунков в разрезах, планах, картах методами анализа диаграмм, графических построений и прямых наблюдений. Мы выделяем микро- (приборный), макро- (визуальный), мезо- (планы, региональные карты) и мегауровень (глобальный).

Установлено, что тектонические структуры Приморья - производные трех периодов воздействия латерального сжатия, ориентированного по-разному. В каждом периоде устанавливается 2–3 эпизода активизации сжатия. Меридиональное сжатие протерозойско-раннепалеозойского периода (PR) отражено в широтных структурах габбро-гранито-гнейсовых и метапелитовых блоках Ханкайского массива. Субширотное сжатие средне-позднепалеозойского периода (PZ) обусловило доминантную близмеридиональную ориентировку структур палеозойских образованиях. Структурный план мезозойско-кайнозойского геодинамического периода (MZ) сформирован при воздействии (ССЗ) сжатия. Для каждого периода есть интрузивы, изученные в поле наиболее детально. Причем все изученные в поле массивы "запечатаны" в антиформных сводах, и, следовательно, занимают позицию согласную с формами магмоконтролирующих складок.

Особенность в том, что формирование внутренних рисунков интрузивов во многом происходит по законам организации складчатых форм продольного сжатия. Складчатые формы – не единственная форма организации элементов масси-

вов, но, вероятно, наиболее информативная, позволяющая перейти к характеристике внешней и внутренней динамики массива.

Все подробно изученные массивы характеризуются наличием первичных и вторичных складчатых форм.

Первичные складки – теневые, сохранившие свои морфологию и ориентировку после гранитизации вмещающего каркаса, как элементов этой структурной конструкции. В Рязановском массиве в таких складках фрагментами сохранились уникальные образования – "гранит-алевролитовый флишоид". В нем есть все атрибуты элементарного флишевого ритма, вплоть до градационной слоистости. Гранитизирована и превращена в биотитовый лейкогранит только песчаниковая часть ритма. Такие яркие явления нечасты. Обычно первичные складки в гранитах приходится расшифровывать. Как правило они лучше видны на выветрелых поверхностях коренных обнажений. Теневые складки почти везде ориентированы также как складки вне массива. Видимо, магма не имела структурообразующей силы. Значит, это есть эффект замещения, в первую очередь, вероятно, наиболее благоприятных по вещественному составу и физическому состоянию пород (пористых, трещиноватых). Эти физсвойства породкак раз и свойственны разуплотненным сводам антиформ.

Вторичные складки (псевдоскладки) незначительно отличаются ориентировкой от первичных и присутствуют в той или иной мере почти в каждом из исследованных интрузивов. Складки эти обычно ярко обозначены продуктами второй, третьей и т.д. фаз. Но наведены они системой сопряженных сколов по той же, что и первичные, схематике – продольным сжатием. Попробуем объяснить свою точку зрения на схеме (рис. 1Б, В). Пусть анизотропия среды обусловлена первичной неоднородностью гранитизируемой среды – So. Скорее всего, это сохранившаяся теневая неоднородность вмещающих (слоистость и сланцеватость). Допустим также, что благодаря новым импульсам у,, образуются две главные системы сопряженных сколов – S₁ и S₂, по типу чистого сдвига; S₁ и S₂ кинематически являются надвигами. Как правило, одна из двух сопряженных систем сколов развита интенсивнее. Угнетенные сколы превосходятся длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания доминантных сколов и при этом могут испытывать приоткрывание и заполнение магматическим материалом. К тому же, вероятно, образуется зона растяжения (S₂), субпараллельная направлению максимального сжатия в плоскости $\sigma_1 \sigma_2$. В ее пределах и происходит приоткрывание готовых, вначале угловатых сколовых форм, достаточное для их аплитизации. Приоткрытые сколы превращаются в псевдоскладчатые жилы и дайки. При дальнейшем сжатии горной массы зона S₃ постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 \rightarrow S_3^2 \rightarrow S_3^3$. Изгиб S_3 способствует росту пористости и микротрещиноватости, благоприятных для замещения.

Возвращаясь к смене геодинамических периодов, скажем, что при ней образование нового структурного плана – при изменении направления главного сжатия – происходит также путем импульсного наложение встречных сколов. При дальнейших импульсах сжатия сколовые элементы псевдоскладчатых форм приобретают изогнутые формы и превращаются по существу в нормальные складки. Образованные именно таким путем мезозойские антиформы, наложенные на палеозойские складки, также контролируют юрские и меловые интрузивы.

Обращаем внимание на то, что сколы в интрузивах, изогнутые последующими импульсами в складки, выполнены чаще скрытокристаллическим, кварцполе-



Рис. 1. Гнейсификация гранитов (А); механизмы вторичной складчатости (Б) и модель поэтапного искривления сколово-складчатой зоны разуплотнения (В) при пологом положении средней оси напряжения (s₂).

I – траектории сланцеватости (S_o) протокаркаса, стрелки – доминирующие тенденции смещения; 2 – направление главного продольного сжатия; 3 – угол сопряжения 2q; 4 – сопряженные сколы S_j и S_2 ; 5 – аплитизированные псевдоскладчатые формы в зоне разуплотнения, ограниченной поверхностями (S_3); 6-8 – предполагаемое искривление зоны S_j с последовательным сводообразованием за три импульса сжатия: 6 – первый, 7 – второй, 8 – третий.

вошпатовым, аплитовым и другим жильным материалом. Поэтому вторичные складки часто контрастны. Природа стремиться к залечиванию сколов. Однако есть повод судить о том, что преобразование вещества происходит уже на стадии наведения сколовых напряжений ф, но до момента скалывания. Под микроскопом иногда удается наблюдать эффекты размытой линейности или слоеватости, иногда совсем плохо улавливаемые (M=1 мм-1 см) "раскристаллизованые" полосы, почти параллельные аплитизированным сколам, видимо, как раз в области ф. Этот эффект можно рассматривать как универсальность принципа разрушения Кулона-Мора. Причем в геологической среде он может рассматриваться не только как деформационный момент, но и как ступень созидания структуры новой магматической формации.

Сюда же относится еще одна интересная и, на наш взгляд, важная, особенность. Связь тектоники и вещества подчеркивается положением средней оси деформации – σ_2 . Она параллельна доминанте кристаллических удлинений в размытых полосах гранитоидов. Почти во всех гранитоидах палеозойских интрузивов можно проследить несколько стадий упорядочивания – или линеаризации, вплоть до гнейсирования. Здесь главное в том, что кристаллические удлинения и гнейсоватость параллельны средней оси деформации. Еще один момент. Гнейсоватость проявлена только в плоскостях параллельных средней оси – σ_2 (рис. 1А). В ортогональных же плоскостях нет никакой гнейсоватости. Причем характерно, доминанта σ_2 , определенная по ориентировке гнейсоватости, по шарнирам складчатых форм (первичных и вторичных), по линиям пересечения сопряженных сколов, совпадает. В этом плане показателен рисунок по [Noakes, 1957], приведенный В. Ярошевским [6] (рис. 2). Автор его показывает как иллюстрацию горстообразования под воздействием магмы. Но на самом деле картинка, напротив, иллюстрирует типичный ско-



Рис. 2. Магмоконтролирующий свод при латеральном сжатии по [Noakes, 1957 г.] с дополнениями.

ловый горст латерального сжатия. Наши аргументы. Нет ни единого сброса. При любом вертикальном воздействии эндо- (очаговые структуры) или экзогенном (астроблемы) образование сбросов неизбежно. Однако же Ноуксом в плоскости А была отрисована в сущности типичная складчатость продольного сжатия. Согласно ее рисовке показано закономерное – взбросовое – выжимание блоков. Самое характерное то, что в срезе (Б) параллельном σ_2 закономерно нет складчатого рисунка. Следовательно, и здесь видно, что магма пассивно выполняла область разуплотнения, причем наверняка сообразно с первичной складчатостью. На наш взгляд, эта картинка (рис. 2), хорошо иллюстрирует типичную схему динамики магмоконтролирующей тектонической структуры.

Приведенный материал позволяет судить о приоритетности динамической тектоники и ее производных форм в позиционировании и структурировании интрузивных массивов.

- 1. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.
- 2. Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х. О возможном плавлении пород при интенсивном складкообразовании // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 5. С. 682–686.
- Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. О роговиковых полях Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении // Минеральные фазы гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 242–252.
- 4. Сапрыкин Е.П. Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование. М.: Наука, 1980. 172 с.
- 5. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и оруденение. М.: Наука, 1989. 166 с.
- 6. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
- 7. Harme M. The history of the petrologic study in Finland // Bull. Geol. Surv. Finl. 1986. N 336. P. 41–78.

Т.Н. Палечек¹, Н.В. Цуканов², А.В. Соловьев¹, Д.П. Савельев³

ВОЗРАСТ И СОСТАВ ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО СЕГМЕНТА КРОНОЦКОЙ ПАЛЕОДУГИ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

¹ΦГБУН Геологический институт РАН, г. Москва ²ФГБУН Институт океанологии РАН, г. Москва ³ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Проблема возраста и корреляции тектоно-стратиграфических комплексов, слагающих террейны Восточной Камчатки актуальна до настоящего времени. Это обусловлено сильной тектонизацией пород, отсутствием стратиграфических соотношений между различными толщами, сильно фациальной изменчивостью, а также слабым обоснованием возраста. Поэтому появление новых данных о возрасте и составе пород, дает возможность провести корреляцию между разрозненными толщами и восстановить условия их формирования, а также уточнить геодинамическую обстановку формирования террейнов. Мел-палеогеновые образования Восточной Камчатки входят в состав трех крупных террейнов – Ачайваям-Валагинского, Ветловско-Говенского и Кроноцко-Командорского (рис., врезка) [1, 2]. До настоящего времени возраст толщ, слагающих Ветловско-Говенский террейн и южный сегмент Кроноцко-Командорского террейна (п-ов Шипунский) остается дискуссионным. В районе Шипунского п-ова (Вахильское поднятие и Шипунский п-ов и мыс Налычева) (рис.) обнажаются тектоно-стратиграфические комплексы, участвующие в строении Кроноцко-Командорского и Ветловско-Говенского террейнов Восточной Камчатки.

В структуре Шипунского п-ова и Вахильского поднятия (рис.) тектонически совмещены различные, разновозрастные структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в пределах вулканической дуги (шипунская, налычевская толщи и кроноцкая серия) и океанического или окраинноморского бассейна (ветловский комплекс). В результате тематических работ в районе бухты Бечевинской, в устье р. Вахиль и на озере Островном были изучены образования шипунской толщи и ветловского комплекса. В ходе работ были отобраны образцы на микрофауну радиолярий и для изучения геохимического состава и возраста магматических пород этих комплексов.

Представительные комплексы радиолярий были выделены из 26 образцов, отобранных из шипунской толщи и ветловского комплекса. Данные радиоляриевого анализа свидетельствуют о кампанском возрасте вмещающих отложений. Из шипунской толщи, обнажающейся на юго-восточном борту бухты Бечевинской (рис.), были отобраны два образца амфиболовых андезитов. К-Аг датировки амфибола из этих андезитов (76.5±6.5 и 61.9±4.5 млн лет) соответствуют кампану (K₂km) и палеоцену (P_1).

Новые данные о возрасте магматических комплексов позволяют говорить о двух этапах активного вулканизма в пределах южного сегмента Кроноцкой палеодуги: кампан-палеоценовом и эоценовом. Кампанский возраст начала активного вулканизма в этой части Кроноцкой дуги обоснован впервые и хорошо согласуется с началом вулканической деятельности в других ее сегментах [5, 6]. Кампан-па-



Рис. Геологическая схема Шипунского п-ова по [3, 4] с изменениями и добавлениями авторов: 1 -корниловская серия (миоцен); 2 - тюшевская серия (олигоцен-миоцен); 3 - кубовская свита (эоцен); 4 - козловская свита (эоцен); 5 - налычевсквая толща (маастрихт-палеоцен); 6 - шипунская толща (кампан-палеоцен); 7 - ветловский комплекс (кампан-эоцен) 8 - 9 - шипунский габбро-гранодиоритовый интрузивный комплекс (эоцен): 8 - гранодиориты, кварцевые диориты, 9 - габбро; 10 - субвулканические тела андезитов налычевской толщи; 11 - базальты, долериты (миоцен); 12 - геологические границы; 13 - 14 разрывные нарушения: 13 - недиференцированные, 14 - надвиги; 15 - места отбора образцов (1 - 2 - бухта Бечевинская, 3 - устье р. Вахиль, 4 - оз. Островное, 5 - г. Лехова, руч. Базылева, 6 - Мыс Налычева, падь Широкая); 16 - элементы залегания. На врезке: 1 - 3 - Кроноцко-Командорский; 4 - положение района работ.

леоценовый этап магматизма в южном сегменте Кроноцкой палеодуги характеризуется излиянием дифференцированных серий пород, относящихся как к толеитовой, так и к умеренно калиевой известково-щелочной сериям островных дуг. При этом формирование этих магматических комплексов происходило синхронно. Такой тип вулканизма характерен только для южного сегмента Кроноцкой палеодуги и отличается от одновозрастного вулканизма северных сегментов (п-ова Камчатский Мыс и Кроноцкий), где в кампане-палеоцене происходило формирование пород толеитовой и высокоглиноземистой толеитовой серий [7]. Проявление известково-щелочного вулканизма типично для Ачайваям-Валагинской палеодуги кампанпалеоценового возраста [1]. По времени проявления и характеру магматизма образования южного сегмента Кроноцкой палеодуги сходны с образованиями Ачайваям-Валагинской палеодуги. Эоценовый этап вулканизма широко проявлен во всех сегментах Кроноцкой палеодуги и магматические комплексы представлены породами слабо дифференцированной высокоглиноземистой толеитовой серией и характеризуются сходным химическим составом [8].

Полученные нами данные о позднемеловом возрасте вулканогенной толщи ветловского комплекса позволяют предполагать, что ветловский океанический (окраинноморский?) бассейн существовал, по крайней мере, с кампанского времени. Нахождение в ветловском аккреционном комплексе тектонических пластин, сложенных как кампанскими вулканогенно-кремнистыми образованиями, так и известняками и кремнями палеоцен-эоценового возраста, свидетельствует, что океаническая обстановка в этом бассейне существовала, по крайней мере, до эоцена. Следовательно, ветловский окраинный бассейн существовал с позднего мела (кампана) по эоцен, а, возможно, и дольше. Геохимические данные по магматическим породам ветловского комплекса подтверждают данные [9] о принадлежности этих пород к океаническим толеитам. Кремнисто-вулканогенные образования, где эффузивная часть представлена толеитовыми базальтами N-MORB типа, описаны в бухте Моховой (окрестности г. Петропавловск-Камчатский) [9, 10]. Полученные нами данные о кампанском возрасте вулканогенной части ветловского комплекса позволяют рассматривать образования бухты Моховой как фрагмент океанической коры ветловского океанического (окраинноморский?) бассейна. Видовой состав микрофауны радиолярий позднемелового возраста, выделенных из пород ветловского комплекса, сходен с комплексами, выделенными из кремнистых пород шипунской толщи, и позволяет сделать вывод, что это был единый бассейн.

Сложная покровная и чешуйчато-складчатая структура ветловского комплекса, породные ассоциации, участвующие в его строении свидетельствует, что он формировался как аккреционная призма при Ачайваям-Валагинской дуге, а после ее коллизии с континентальной окраиной, вдоль этой окраины. Формирование аккреционной призмы сопровождалось накоплением олистостромовых горизонтов с верхнемеловыми олистолитами в палеоцен-эоценовом матриксе. Ветловский комплекс как геологическое тело надвинут на слабо деформированные олигоцен-миоценовые отложения тюшевской серии, а вся структура перекрывается угленосными отложениями миоценовой корниловской серии [3, 4].

Выводы

 Установлен кампанский возраст для вулканогенно-осадочных комплексов южной части Шипунского п-ова, являющегося южным сегментом Кроноцкой палеодуги. Магматические породы этих комплексов относятся к толеитовой и известково-щелочной сериям островных дуг.

2. Получены новые данные о кампанском возрасте пород, участвующих в строении ветловской аккреционной призмы. Установлено, что в строении ветловской призмы участвуют наряду с палеоцен-эоценовыми кремнисто-карбонатными океаническими образованиями, кампанские и кампан-маастрихтские вулканогенно-кремнистые комплексы и туфогенно-осадочные отложения с олистостромовыми горизонтами, содержащими олистолиты позднемелового (кампанского) возраста.

 Сходство видового состава комплексов радиолярий из различных фрагментов ветловского комплекса и шипунской толщи позволяет говорить о едином бассейне осадконакоплении (островная дуга и задуговой бассейн), который существовал с позднего мела (кампана).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 11-05-00086, № 13-05-00485, Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 и 6.

- 1. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Патока М.А., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Гл. редакторы: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Разницин Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В., Тектоника Восточной части Кроноцкого п-ова и фомационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1985. № 1. С. 88–101.
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Палечек Т.Н. Новые данные о составе и строении аккреционной призмы п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 42–50.
- Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчатскомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 2. С. 232–236.
- Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагиотолеитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Офиолитовые комплексы в аккреционной структуре Восточной Камчатки // Петрология и Металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М. Научный Мир, 2001. С. 159–169.
- Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте Восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 46–54.
- Бахтеев М.К., Палечек Т.Н., Тихомирова С.Р., Морозов О.А. Кампанские радиолярии северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 4. С. 52–61.

А.Ю. Песков, А.Н. Пересторонин, А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА (Ю-В СИБИРСКОГО КРАТОНА). СТАНОВЛЕНИЕ ЕДИНОГО СИБИРСКОГО КРАТОНА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ

ФГБУН Институт тектоник и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Согласно террейновой концепции, Сибирский кратон состоит из серии террейнов: Тунгусский, Анабарский, Олекменский, Алданский и Становой [4, 6]. К концу палеопротерозоя из них сформировались две тектонических провинции (супертеррейна) – Ангаро-Анабарская и Алдано-Становая. Позднее они объединились в Сибирский кратон.

Вопрос о времени и кинематической модели его становления остаётся открытым, в том числе из-за отсутствия надёжных палеомагнитных данных по датированным палеопротерозойским породам Алдано-Становой провинции.

Ранее мы получили такие данные для Улканского прогиба. Рассчитано два основных палеомагнитных полюса: по гранитам улканского комплекса из Улканского массива (Plat = -42.1°, Plong = 69.4°, dp = 3.4°, dm = 5.6°) и вулканитам элгэтэйской свиты улканской серии (Plat = -7.4° , Plong = 10.5° , dp = 2.8° , dm = 4.6°) [3]. Установлено, что намагниченность в породах первична. Полученные палеомагнитные полюса сопоставлены с ТКМП Сибирского кратона на вторую половину палеопротерозоя с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции относительно Ангаро-Анабарской провинции в палеозое во время раскрытия Вилюйского рифта [5]. Определено, что на время образования гранитов и намагниченности в них эти провинции были тектонически когерентны, т.е. Сибирский кратон существовал. Это подтверждается палеомагнитными исследованиями палеопротерозойских кортландитов кунманьёнского комплекса из Меридиональной дайки Курумканского ареала малых интрузий мафит-ультрамафитов (ЮВ Алдано-Становой провинции). В кортландитах выделена древняя компонента намагниченности. Рассчитанный по ней палеомагнитный полюс (Plat = -46.7°, Plong = 72.9°, dp = 14.7°, dm = 9.0°) близок к палеомагнитному полюсу, полученному по гранитам Улканкого массива. U-Pb возрасты цирконов из этих гранитов (1730-1725 млн лет) и вебстеритов кунманьёнского комплекса из соседнего с Меридиональной дайкой пластообразного тела (1700±12 млн лет, [1]) также близки. Это связано, вероятно, с близким временем формирования цирконов в породах и близким их географическим положением во время кристаллизации минералов с первичной намагниченностью. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по высокотемпературной компоненте намагниченности в вулканитах элгэтэйской свиты улканской серии, не совпадает с ТКМП Сибири по [2]. Это может свидетельствовать о том, что на время образования вулканитов (1732–1840 млн лет) Алдано-Становая (или, возможно, лишь Восточно-Алданский террейн) и Ангаро-Анабарская провинции не были тектонически когерентны. За интервал времени между образованием вулканитов элгэтэйской свиты и гранитов Улканского массива (12-110 млн лет) произошел разворот Алдано-Становой провинции (или, возможно, лишь Восточно-Алданского террейна) относительно Ангаро-Анабарской провинции на 70° против часовой стрелки, и на время 1730–1725 млн лет провинции объединились в Сибирский кратон.

- 1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н.. Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. РАН, 2009, Т. 425, № 3. С. 505–508.
- 2. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента сибирского кратона // Геология и геофизика, 2009. № 1. С. 72-78.
- Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Косынкин А.В. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеан. геология № 1. 2012. С. 31–54
- 4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
- Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276, Is. 3–4, P. 229–242.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution / Ed. By K.C. Condie. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

С.П. Плетнев¹, М.Е. Мельников², Т.Е.Седышева²

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

¹ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток ²Государственный научный центр Федерального государственного унитарного геологического предприятия "Южморгеология", г. Геленджик

Магеллановы горы – дугообразная цепь подводных вулканических гор, длиной более чем 1200 км, разделяет Восточно-Марианскую котловину на две впадины: Пигафета и Сайпан. На западе они граничат с Марианской системой желобов, а на юго-востоке – с поднятиями Больших Каролинских и Маршалловых островов. Их линейная протяженность по широте на 1200 км, приуроченность к зоне субдукции на западе и расположение на наиболее древнем участке океанической коры в Мировом океане давно привлекает внимание исследователей как модельного объекта для проверки различных геодинамических построений.

В период 2002–2010 гг. силами ГНЦ "Южморгео" при участии авторов были проведены геолого-геофизические исследования Магеллановых гор с борта нис "Геленджик" Комплексные работы (батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, геоакустическое, магнитное и фототелевизионное профилирование; сбор каменного материала драгами и погружными буровыми установками) значительно расширили представления о геоморфологии и геологии исследуемого района. В частности, было обосновано разделение Магеллановых гор на Западное и Восточное звено.

Геологический разрез Магеллановых гор сложен вулканитами, осадочными породами мезозоя-кайнозоя и в нем можно выделить три структурно-формационных яруса. Нижний сложен преимущественно вулканитами (толеиты, океаниты, плагиобазальты), характерными для островов и поднятий, и встречен до глубин 3000 м. Второй ярус образуют субщелочные и щелочные базальтоиды (пикриты, оливиновые базальты и трахибазальты). Они залегают в виде лавовых потоков небольшой мощности и широко распространены выше 3000 м. По мнению И.Н.Говорова [1], возраст горных сооружений исследуемого района позднеюрский - раннемеловой. Это хорошо согласуется со средне- и позднеюрским возрастом плит соседних котловин. Имеющиеся данные по абсолютному датированию базальтов на Магеллановых горах варьируют от барремского до маастрихтского возраста. Третий ярус сложен, преимущественно, осадочными породами мела и кайнозоя, которые по органическим остаткам микро- и макрофауны подразделены на возрастные комплексы: аптсеноманский, сантон-маастрихтский, верхнепалеоцен-эоценовый, средне (?)- верхнемиоценовый. Рыхлые осадки сформированы в плиоцен-четвертичное время. Более детальная характеристика данных возрастных комплексов нами дана ранее [2,5], и она же послужила основой геологического анализа развития Магеллановых гор.

Главную роль в истории Магеллановых гор, вероятно, сыграли тектонические события на рубеже юры-мела или чуть ранее, когда в результате деформации океанической плиты, ее отдельные блоки начали воздыматься на 3000–3500 м. В это же время происходит мощное вулканическое излияние, и формируются основные морфологические черты будущих гайотов. Дальнейшее рельефообразование в апте палеогене было обусловлено сложным взаимодействием процессов вулканизма, изменением уровня моря, абразией и рифообрастанием. На основе соотношения мелководных и глубоководных биотрассеров установлены трансгрессивные и регрессивные фазы в развитии гайотов Магеллановых гор, которые нашли свое отражение в цикличности формирования типоморфных горных пород. Трансгрессии (поздний альб-сеноман, поздний кампан-средний маастрихт, поздний палеоцен-эоцен, поздний кайнозой) и регрессии (апт, коньяк-сантон, поздний маастрихт-ранний палеоцен) контролировали темпы и характер седиментации. В регрессивные эпохи расширяются площади мелководного осадконакопления, а в мелу возникают даже перерывы седиментации.

В меловой истории гайотов Магеллановых гор отчетливо фиксируются следы двух (позднеальб-сеноманской и позднекампан-маастрихтской) трансгрессий. Они по времени совпадают с высоким стоянием уровня моря на окраинах континента [4], что доказывает их эвстатическую природу. Судя по бентосным фораминиферам, вершины будущих гайотов в мелу были у поверхности океана и эвстатические изменения контролировали смену рифовых экосистем пелагическими. В апте и начале альба на гайотах Федорова, Бутакова, Альба и Ита-Май-Тай накапливались терригенные конгломераты, гравелиты и песчаники, что в сочетании с коррелятными им глубоководными фациями в соседних котловинах Сайпан (СКВ. 585 DSDP) и Пигафета (СКВ. 801 ODP) указывает на существование архипелаговой системы островов и большой амплитудой перепада глубин от вершин до дна. Ранний мел был периодом активной абразии вулканических вершин во всей Мид-Пацифике, а ее средняя скорость оценивается до 1.5 км в миллион лет [5]. Многие современные вершины подводных гор покрыты шапками меловых рифогенных известняков разной мощности. Конфигурацию и рельеф вершинных поверхностей подводных гор определяли прочность пород, наличие окаймляющих коралловых рифов и скорость опускания вулканической постройки. Современным гомологом меловых гайотов могут быть острова Французской Полинезии и Гейш, где амплитуда рельефа вершинной поверхности составляет сотни метров. Надо полагать, что выравнивание вершинного плато гайотов происходило не только в результате абразии, но и за счет аккумуляции осадков в пониженных участках рельефа. Такова была палеогеографическая обстановка в районе Магеллановых гор накануне первой трансгрессии.

Восточнее Магеллановых гор, на ряде гайотов Мидпацифики (СКВ. 865 ОDР), кораллово-рудистовые экосистемы активно развивались в период с баррема по сеноман, сформировав карбонатную платформу с мощностью до 2 км. На Магеллановых горах наиболее древние коралловые постройки имеют аптский возраст (Федорова, Ита-Май-Таи, Бутакова). Метахронность в появлении первых рифостроителей можно объяснить возможной денудацией доаптских известняков на Магеллановых горах, но не подтверждается отсутствием органики этого возраста в соседних котловинах. Вероятно, это различие было связано с более поздним выходом вершин Магеллановых гор к поверхности океана.

Позднеальб-сеноманская трансгрессия на Магеллановых горах развивалась на фоне глобального термохрона. Океаны были галокалинными и тепловодными [6]. Термальный вертикальный градиент был нейтральный, а придонные водные массы были заражены аммиаком, сероводородом и метаном. В океанах возникали условия аноксии. Одно из таких событий нами зафиксировано во второй половине сеномана (событие MCE-1) на гайотах Бутакова, Говорова и Маровой [5].

Позднекампан-маастрихтская трансгрессия зафиксирована на большинстве изученных гайотов Магеллановых гор. Ход трансгрессии, по-видимому, не был единым циклом, а прерывался регрессией и падением придонных температур. Изотопные данные по белемниту с гайота Геленджик показали низкие температуры в раннем маастрихте, равные 9–10°С [7].

Анализ глобального тренда уровня океана в кайнозое указывает на его регрессивный характер. Кайнозойские "трансгрессивные "фазы в развитии Магеллановых гор отмечены в периоды: поздний палеоцен–ранний эоцен, вторая половина среднего–начало позднего эоцена и поздний кайнозой. О трансгрессиях этого времени на Магеллановых горах можно говорить только условно, так как их вершины уже располагались ниже уровня моря. Однако типоморфность осадочных пород "трансгрессивных" фаз в мелу и палеогене свидетельствует о сходстве условий их седиментации. На Магеллановых горах отмечен повсеместный перерыв осадконакопления в олигоцене. Пелагическая седиментация на гайотах возобновляется в миоцене, но уже в более глубоководных условиях, чем в палеогене.

Время первой палеогеновой трансгрессии на Магеллановых горах хорошо совпадает с эпохой глобального термохрона на рубеже палеоцена и эоцена. Вторая трансгрессия тоже соотносится с пиком тепла, но он был менее интенсивен по сравнению с ранним. Позднекайнозойская "трансгрессивная" фаза отмечена тем, что на гайотах впервые формируются фации глубоководных осадков.

Помимо аптского времени, эпохи вулканической активности фиксируются по присутствию туфов и туффитов на гайотах Федорова, Грамберга, Ита-Май-Таи и Альба в маастрихте, среднем эоцене и миоцене.

Анализ рудного разреза кобольтомарганцевых корок на Магеддановых горах позволил от его подошвы к кровле выделить четыре возрастные генерации: слой I-1 – поздний палеоцен–ранний эоцен, слой I-2 – средний–поздний эоцен, слой II – миоцен и слой III – плиоцен–четвертичного возраста. Показано, что развитие рудных корок – процесс длительный и дискретный во времени. Так, перерыв между образованием слоев I-2 (средний эоцен) и II (поздний миоцен) составляет около 25 млн лет.

Особенностью "трансгрессивных" фаз на Магеллановых горах было то, что их начало сопровождались резкими изменениями условий палеосреды, обусловленными глобальными природными процессами более высокого порядка. На сквозной характер этих процессов и широкий охват ими всей географической среды указывает перманентное нарастание слоев кайнозойского разреза рудных корок) и синхронность вторичного вулканизма на гайотах Магеллановых гор с началом трансгрессивных фаз. Хотя проблема генезиса рудных образований вызывает много споров, на Магеллановых горах их рост определенно связан с активизацией эндотермизма самих гайотов и резкой сменой океанологической среды.

- 1. Гайоты Западной Пацифики / Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. М.: Наука, 1995. 308 с.
- Мельников М.Е., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. и др. Первые данные о геологическом строении гайота Бутакова, Магеллановы горы, Тихий океан // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 19. С. 231–249.
- 3. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 272 с.
- 4. Найдин Н.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период: палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 242 с.
- Плетнев С.П., Мельников М.Е., Смирнова О.А., Пунина Т.А., Захаров Ю.Д. Новые биостратиграфические данные по гайотам Магеллановых гор (Тихий океан) // Труды XV Всерос. микропалеонтологического совещ. (Геленджик, 12–16 сентября 2012). М., 2012. С. 132–135.
- Vogt P.R. Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water. A possible factor in carbonate-bank reef demise and benthic faunal extinctions? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. P. 1225–1245.
- Zakharov Y.D., Melnikov M.E., Pletnev S.P. et al. Supposed deep-water temperature fluctuations in the Central Pacific during latest Cretaceous time: first evidence from isotopic composition of belemnite rostra // Cephalopods – Present and Past. Tokyo: Tokai University Press. 2010. P. 267–285.

Е.В. Скляров¹, А.В. Лавренчук², А.Б. Котов³, А.М.Мазукабзов¹, А.Е. Старикова², В.С. Федоровский⁴

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СИЛИКАТНЫХ И КАРБОНАТНЫХ РАСПЛАВОВ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

¹ФГБУН Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск ²ФГБУН Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск ³ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург ⁴ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

Одной основных особенностей коллизионных систем является повышенный теплопоток, вызывающий процессы высокотемпературных преобразований пород, вовлеченных в тектогенез на нижне- и среднекоровом уровне, а также их частичное или полное переплавление. Это явление хорошо обосновано геологическими наблюдениями на многочисленных объектах и экспериментальными исследованиями. Что касается процессов частичного или полного плавления, то рассматривается только силикатная система, для карбонатных пород такая возможность не обсуждается. Отчасти это обусловлено тем, что (1) экспериментальные данные подтверждают высокие (нереальные для коровых условий) температуры плавления для карбонатитов в "сухих" условиях (см. например, [13]), отчасти (2) невозможностью проследить все стадии плавления, как в случае силикатных пород вследствие специфики минерального состава, а отчасти (3) почти полным отсутствием корректно описанных случаев интрузивного внедрения карбонатов, не обладающих ярко выраженной карбонатитовой минералого-геохимической спецификой. Между тем, условия плавления карбонатных пород в присутствии водного флюида те же самые, что и для силикатных пород, и примеры интрузивного внедрения "коровых" карбонатных расплавов также есть, что мы и постараемся показать в настоящей работе.

(1) Еще в ранних экспериментах с карбонатной системой, было показано существенное различие между температурой плавления в "сухих" и "мокрых" условиях, аналогичное силикатным системам. Температура плавления кальцита в присутствии водного флюида составляет около 700°С при давлении 1 кбар и $XCO_2 = 0.6$ [8, 13], плавно снижаясь по мере роста давления (рис. 1А). Лимитирующим является именно соотношение CO_2 и H_2O во флюиде, но в интервале $XCO_2 = 0-0.8$ температура не будет превышать 800°C (рис. 1В). Это означает, что в условиях флюидонасыщенной нижней коры, плавление кальцитовых мраморов и силикатных пород должно происходить одновременно. Добавка в систему MgO снижает температуру плавления карбонатов до 600°C [7], однако только в очень узком интервале $XCO_2 = 0.0-0.1$ [8]. Таким образом, если в зоне плавления присутствуют блоки карбонатных пород, то образование карбонатных выплавок не менее реально, чем образование гранитных.

(2) Обоснование всех стадий плавления карбонатных пород, скорее всего, просто невозможно. Во-первых, обнаружить частичные выплавки в однородном субстрате, во-вторых, для карбонатов характерны процессы перекристаллизации при дальнейшей эволюции системы и "стирание" первичных признаков.



Рис. 1. РТ – (А) и Т-Х(СО₂) – (В) диаграммы, иллюстрирующие параметры плавления кальцита в водонасыщенных условиях (по [8]). Показаны линии декарбонатизации кальцита и плавления гранита в присутствии флюида. Саl – кальцит, L – расплав, Prt – портландит, Qtz – кварц, V – флюид, Wo – волластонит.

(3) Примеры интрузивного внедрения карбонатных и силикатно-карбонатных пород не мантийного происхождения немногочисленны, но они есть. Еще в 1988 г. Г.Б. Ферштатер и Е.В. Пушкарев [6] описали в офиолитах Кемпирсайско-Хабарнинского комплекса жильные карбонатные (кальцитовые и доломитовые) тела и зоны брекчий с кальцитовым цементом, которые интерпретировались в качестве продуктов плавления карбонатных толщ. Позднее были описаны дайковые тела карбонатных пород в Гималаях [9], в каледонидах Норвегии [11], а также в палеопротерозойском метаморфическом комплексе Северо-Китайского кратона [12]. Многочисленные и разнообразные проявления инъекционных карбонатных пород, часть из которых обладает всеми признаками интрузивного внедрения, описаны в пределах раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья, сложенной комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород [2-4]. Сдвиговый тектогенез, масштабно проявленный при коллизионных процессах, является весьма благоприятным для дренирования мантии и нижней коры [5], обеспечивая появление в средней коре мантийных выплавок базитового состава и совместное внедрение мантийных базитов с коровыми гранитами [1]. Однако минглинг не ограничивается только силикатными породами (гранитами и долеритами), в нем активно участвуют и карбонатные выплавки, обеспечивая появление карбонатно-базитовых (А), карбонатно-сиенитовых (Б) и карбонат-гранитных (В) смесей.

(A) Жилы карбонатных пород прорывают габброиды, обычно в краевой части массивов (рис. 2A), сиениты Тажеранского массива, а также амфиболиты, реже гнейсы. Иногда в таких жилах встречаются фрагменты разорванных и будинированных даек долеритов (рис. 2B), что интерпретируется как совместное внедрение порций карбонатной и базитовой магмы с более ранней кристаллизацией последней. расслоенности; 3 – мелкозернистые карбонатные породы.



Рис. 2. Жилы карбонатных и силикатно-карбонатных пород в габброидах Усть-Крестовского комплекса (A) с фрагментом одной из жил в береговом обнажении (B) (по [4]). A: 1 – жилы карбонатных и карбонатно-силикатных пород; 2 – гранитные жилы; 3 – дайки и тела долеритов; 4 – габбро; 5 – диориты; 6 – граниты; 7 – геологические границы. В: 1 – включения пироксеновых порфиритов в карбонатных породах; 2 – габбро с элементами магматической

(Б) В пределах Тажеранского массива широко распространены участки бруситовых "мраморов", насыщенные разноразмерными каплевидными телами нефелиновых сиенитов (от десятков метров до десятков сантиметров) с полным отсутствием следов пластических деформаций в краевых частях последних [2–4].

(В) В габброидных массивах и гнейсах нередко наблюдается тесная ассоциация пегматитовых жил и кальцифиров. Причем маломощные жилки кальцифиров просекают пегматиты [4].

Кроме этого, присутствуют породы, которые формировались в результате химического смешения (миксинг) двух типов магм. К таким породам относятся нефелин-титанфассаитовые породы, ассоциирующие с "мраморами" и присутствующие в последних в виде разноразмерных включений. Экспериментальные исследования С. Молло с соавторами [10] показали, что при ассимиляции 5–20 % кальцита долеритовой магмой состав магмы смещается в сторону пироксенитов, а кристаллизующие пироксены обогащены алюминием, щелочность же магм увеличивается. Составы нефелит-титанфассаитовых пород и пироксенов Тажеранского массива находятся в хорошем соответствии с экспериментальными данными цитированной работы.

Второй тип гибридных пород представлен небольшими телами гибридных титанфассаитовых габбро, характеризующихся присутствием магматического кальцита.

Таким образом, в коллизионной системе Западного Прибайкалья распространены породы, образовавшиеся как в результате механического смешения карбонат-

ных и силикатных магм (минглинг), так и в результате полной ассимиляции базитовыми магмами порций карбонатных расплавов (миксинг).

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ, интеграционных проектов СО РАН и РАНСО РАН.

- 1. Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1405–1423.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионной структуре Западного Прибайкалья // Тектоника, магматизм и геодинамика востока Азии: Материалы всероссийского совещания, Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 216–219.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (свидетельства из Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника. 2013. № 2. С. 1–19.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.
- Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Карбонатные породы в офиолитовом Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе (Южный Урал) // Изв. АН СССР. сер. геологическая. 1988. № 12. С. 27–37.
- Fanelli, M.T., Cava, N., Wyllie, P.J. Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in CaOMgOCO₂H2O with applications to carbonatites. In: *Morphology and Phase Equilibria of Minerals*, Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association, Bulgarian Academy of Science: Sofia, 1986. 3. 313–322.
- Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology. 1999. V. 27. P. 335–338.
- Liu Y., Berner Z., Massonne H-J., Zhong D. Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. P. 105–120.
- Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos. 2010. V. 114. P. 503–514.
- Roberts D., Zwaan K.B. Marble dykes emanating from marble layers in an amphibolite-facies, multiplydeformed carbonate succession, Troms, northern Norway // Geological Magazine. 2007. V. 144, N 5. P. 883–888.
- Wan Y., Liu D., Xu Z., Dong C., Wang Z, Zhou H., Yang Z., Liu Z., Wu J. Paleoproterozoic crustally derived carbonate-rich magmatic rocks from the Daqinshan area, North China Craton: Geological, petrographical, geochronological and geochemical (Hf, Nd, O and C) evidence // American Journal of Science. 2008. V. 308. P. 351–378.
- Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system CaO-CO₂-H₂O and the origin of carbonatites // Journal of Petrology. 1960. V. 1, N 1. P. 146.

Ю.В. Смирнов, А.А. Сорокин

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТУРАНСКОЙ СЕРИИ ОДНОИМЕННОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Туранский (Буреинский) террейн является наиболее крупной составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна, который относится к числу главных структурных элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Большая часть этого террейна сложена позднепалеозойскими и раннемезозойскими гранитоидами и перекрывающими их юрско-меловыми морскими и континентальными отложениями Буреинского осадочного бассейна, а также меловыми вулканическими и вулканоплутоническими ассоциациями [1, 2].

В качестве "основания" Буреинского террейна обычно рассматриваются метаморфические породы амурской серии [1], которые на всех существующих геологических картах отнесены к раннему докембрию. Однако результаты комплексных геохронологических и изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород стратотипа амурской серии, свидетельствуют о том, что формирование их протолитов произошло в позднем протерозое и (или) палеозое и, возможно, раннем мезозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским и мезозойским этапами геологического развития ЦАСП [3, 4, 10].

К условно верхнепротерозойским образованиям Буреинского террейна относят [1] слабо метаморфизованные терригенные, терригенно-карбонатные, и реже вулканогенные комплексы. В пределах его северной части они представлены метаосадочными и метавулканическими породами туранской серии, в разрезе которой выделены три толщи (снизу вверх): 1) толща метапесчаников, метаалевролитов, метабазальтов (1500 м); 2) толща метаморфизованных риолитов, их туфов и игнимбритов (400 м); 3) толща метаконгломератов и метапесчаников (700 м).

Результаты недавно проведенных U-Pb геохронологических исследований показали, что метариолиты средней толщи являются раннепалеозойскими – 504 ± 8 млн. лет [8]. Кроме того, было установлено, что рассланцованные габброиды, пространственно ассоциирующие с метабазальтами нижней толщи, и гранитоиды кивилийского комплекса также имеют раннепалеозойский возраст – 455 ± 1.5 млн. лет [6] и 474 ± 2 млн. лет [9], соответственно. При этом метариолиты имеют отчетливые геохимические признаки внутриплитного происхождения и, вероятно, отвечают этапу раскола раннепалеозойской пассивной континентальной окраины. В тоже время метагабброиды и метавулканиты по своим геохимическим особенностям близки к толеитам внутриокеанических островных дуг.

Геохронологические исследования (U-Pb LA- ICP-MS) детритовых цирконов метапесчаников верхней части разреза рассматриваемой серии, свидетельствует о том, что наибольшая часть их представлена зернами венд – кембрийского (588– 483 млн лет, 54%) и позднерифейского (865–737 млн лет, 40%) возрастов, при подчиненном количестве цирконов (6%) с палеопротерозойскими возрастами (2.0 – 1.7 млрд. лет). Таким образом, наиболее молодая популяция детритовых цирконов из терригенных отложениях верхней части разреза туранской серии имеет кембрийский возраст. Другими словами, их накопление произошло в начале палеозоя, а не в докембрии, как это принято в современных стратиграфических схемах. Источниками кембрийских цирконов, по-видимому, являлись раннепалеозойские кислые магматические комплексы, широко представленные в строении Буреинского террейна. Кроме того, принципиально важное значение имеет присутствие в осадочных породах туранской серии значительного количества цирконов вендского и позднерифейского возрастов, что является первым геохронологическим свидетельством участия позднепротерозойских образований в его геологическом строении.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что единой туранской серии, как таковой, не существует. Такая точка зрения ранее была уже высказана [5], и результаты геохронологических исследований являются ее надежным подтверждением.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 11-05-98504), Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов Земли в неогее", а также Президиума ДВО РАН (12-1-0-0НЗ-09, 12-II-CV-08-009, 13-III-B-08-164).

- 1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ. 1999. 135с.
- Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусникого супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук.2009. Т.428. № 5. С.637–640.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусникий супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2009. Т.424. №5. С.644–647.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, Дальгеология, 1990. 215 с.
- Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Доклады академии наук. 2012. Т.445. № 1. С.55–60.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады академии наук. 2011. Т.439. №3. С.370–375.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады академии наук. 2011. Т. 440. №3. С.392–396.
- 10. Wilde S.A., Wu F.Y, Zhang X.. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // Precambrian Res. 2003. V.122. P.311–327.

В.Т. Съедин

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

При определении источников базальтовых магм океанов наиболее часто используется эмпирическая систематика конечных компонентов А. Зиндлера и С.Р.Харта (Zindler, Hart, 1986). Этими авторами было выделено 5 мантийных конечных компонентов: DM (деплетированная мантия), HUMU (мантия с высоким U/Pb отношением), PREMA (преобладающая мантия), EM I и EM II (обогащенная мантия). Смешением этих компонентов указанные авторы объясняют все наблюдаемые изотопные вариации в базальтах всех структур океанов (котловин, срединно-океанических хребтов, океанических островов и поднятий) [1, 2]. В настоящей работе также использована эмпирическая диаграмма А. Зиндлера и С.Р.Харта (см. рис) Целью настоящей работы является изучение состава изотопов Sr и Nd в кайнозойских вулканитах котловин Японского и Охотского морей. Значения изотопных отношений Sr и Nd приведены в таблице и вынесены на рисунок.

В глубоководных котловинах Японского моря выделяется 3 формационно-геохимических типа вулканитов: 1 – океанические толеиты (базальты аналогичные абиссальным океаническим толеитам или базальтам типа N-MORB); 2 – окраинноморские толеиты (базальты, характеризующиеся геохимической близостью к островодужным толеитам, т. е. базальты с "островодужной тенденцией"); 3 – пост-



Рис. Изотопные отношения Sr и Nd в кайнозойских вулканитах Японского и Охотского морей. 1–4 – Японское море: 1–3 – пострифтовые вулканиты – Центральная котловина (1), котловина Хонсю (2), наложенные постройки (3); 4 – щелочные вулканиты обрамления Цусимской котловины. 5, 6 – Охотское море: вулканиты обрамления Курильской котловины (5), вулкан Геофизиков (6). На рисунке контурами выделены поля вулканитов: о-в Кунашир по [6]; скв. ОDP (скв. 794, 795, 797), горы котловины Хонсю, о-ва Чукто, Уллындо, Оки-Дозен по [4]. Цифры возле точек соответствует номерам анализам в таблице.

$\underline{N}\underline{o}\underline{N}\underline{o}$	№№ образца	Порода	$87_{Sr}\!/86_{Sr\pm 2\sigma}$	$143_{\text{Nd}}/144_{\text{Nd}\pm2\sigma}$
1	931-1-г	Ol–l Базальт	0.703577±15	0.512751±8
2	1149-3	Pl Базальт	0.704647	0.512695
3	7714-A	Ol–Pl Базальт	0.703583 ± 14	0.512952±12
4	2070-A	Pl Базальт	$0.703513{\pm}15$	0.512935±13
5	1679	Ферробазальт	0.705027	0.512674
6	1226-а	Pl Базальт	0.703573	0.512855
7	77132-Б	Ol–Pl Базальт	0.703225±13	0.513037±8
8	1344-5	Ферробазальт	0.703612	0.512961
9	1612-5	Ol-Cpx-Pl Базальт	0.703793±13	0.512836 ± 12
10	2519-1	Cpx–Pl Базальт	0.704261	0.512807
11	936	Ol– рх Базальт	0.704783	0.512528
12	1212	Ol Базальт	0.704608 ± 14	0.512611±8
13	126-1-5	Трахиандезит	0.703303	0.512603
14	19-10	Андезибазальт	0.703158	0.512973
15	Ge99-39/2	Базальт	0.702876±9	0.513026±5
16	27-18-1	Андезибазальт	0.702874 ± 7	0.513026±4
17	27-18-2	Андезибазальт	0.702870 ± 7	0.513029±7
18	Ge99-39/1	Андезит	0.706519 ± 8	0.512234±9
19	28-48-1-1c	Андезит	0.704424±7	0.512616±6

Таблица. Соотношение изотопов Sr и Nd в вулканитах Японского и Охотского морей

Примечание. 1–12 – Японское море: 1–10 пострифтовые вулканиты (1–6 – Центральная котловина; 7,8 – котловина Хонсю; 9, 10 – наложенные постройки); 11,12 – щелочные вулканиты обрамления Цусимской котловины. 13–19 – Охотское море: 13, 14 – обрамление Курильской котловины; 15–19 – вулкан Геофизиков. Анализы выполнены: 1, 3, 4, 7, 9, 12 в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН; 2, 5, 6, 8, 10, 11, 13, 14 в лаборатории ГЕОХИ РАН; 15–19 по [5].

рифтовые вулканиты возвышенностей котловин [3]. Первые 2 типа базальтов вскрыты скважинами глубоководного бурения (скв. 794, 795, 797). Образования 3-го типа слагают небольшие горы и хребты вулканического происхождения в котловинах Центральной и Хонсю, а также формируют наложенные постройки в краевых частях крупных возвышенностей. Они характеризуются повышенной щелочностью, а по геохимическим особенностям более всего соответствуют вулканитам океанических островов и поднятий. Возвышенности в котловинах сформировались в результате вулканизма уже после образования абиссального ложа котловин как пострифтовые структуры. Время их образования – средний миоцен-плиоцен. По северному обрамлению Цусимской котловины (о-ва Уллындо, Чукто, о-ва Оки, подводная возвышенность Глебова, гайот Оки) развиты щелочные вулканиты континентальных рифтов [3]. На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd (рис.) среднемиоцен-плиоценовые пострифтовые базальты формируют протяженный ряд вдоль линии (зоны) мантийной последовательности от мантийных источников PREMA и НІМU вплоть до поля BSE (средний силикатный состав Земли). В пределах этого ряда также располагается область значений изотопных отношений для вулканитов гор котловины Хонсю по данным японских авторов [4]. Значительная часть точек локализуется около источников PREMA и HIMU. Породы этой группы характеризуются довольно высокими соотношениями ¹⁴³Nd /¹⁴⁴ Nd (0.512855-0.513037) и относительно низкими – ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr (0.703225-0.703583). Остальные точки формируют протяженный тренд до поля BSE, где располагаются значения отношений для базальтов Центральной котловины и наложенных построек. Наиболее приближенными к источнику DM среди пострифтовых вулканитов Японского моря являются породы котловины Хонсю, в том числе и образования, изученные японскими исследователями. Максимально деплетированным является оливин-плагиоклазовый базальт (табл., обр. 7), который, скорее всего, отвечает составу исходной магмы для вулканических построек котловины Хонсю. Максимально удаленными от источника DM (в тоже время наиболее приближенными к источнику ЕМ І) являются базальты Центральной котловины (табл., обр. 2, 5). Разное положение фигуративных точек пострифтовых вулканитов (базальты, трахиандезиты) котловины Хонсю и Центральной котловины (базальты) на едином тренде позволяет предположить несколько отличный состав исходных магм для вулканических построек этих структур. Более щелочной для Центральной котловины. Такой протяженный тренд, как у пород Японского моря, характерен для вулканитов океанических островов [1, 2]. Это свидетельствует о мантийном происхождении и петрологической близости указанных вулканитов Японского моря с магматитами океанических островов. Щелочные вулканиты обрамления Цусимской котловины тяготеют к источнику обогащенной мантии EM I и характеризуются низкими соотношениями ¹⁴³Nd /¹⁴⁴ Nd (0.512528–0.512611) и высокими – ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr (0.7046-0.7048). На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd они располагаются в поле щелочных вулканитов о-вов Чукто и Уллындо (рис., табл.).

По изотопному составу Sr и Nd среди базальтов скважин ODP (скв. 794, 795, 797) резко обособляются две группы (см. рис.) – верхний комплекс скв. 797 и все остальные породы скважин. На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd толеиты верхнего комплекса наиболее близки к источнику DM (деплетированная мантия), благодаря высоким значениям ¹⁴³Nd /¹⁴⁴ Nd (0.513083–0.513158) [4]. Остальные базальты скважин 794, 795, 797 образуют регрессивный линейный тренд от источника PREMA (наиболее деплетированные разности) до поля BSE, где локализуются более обогащенные толеиты. Сравнивая пострифтовые базальтоиды вулканических построек котловин Японского моря и базальты скв. ОДР (скв. 794, 795, 797), пробуренных в абиссальной части котловин, следует отметить существенные отличия в изотопных составах тех и других пород. Во-первых, часть базальтов скв. ООР (скв. 797, верхний комплекс) характеризуются максимально деплетированным составом – на диаграмме изотопных отношений Sr и Nd они располагаются наиболее близко (рис.) к источнику DM (деплетированная мантия). Среди базальтоидов вулканических построек котловин таких пород нет. Вовторых, все поля, характеризующие базальты скв. ОDP, на диаграмме соотношений Sr и Nd смещены вправо (рис.) по отношению к значениям, отвечающим базальтоидам вулканических построек. Это соответствует более высоким отношением ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr в базальтах скв. ОДР, что, скорее всего, можно объяснить более значительным уровнем вторичных изменений в базальтах скв. ОДР. Известно, что Sr, как флюидомобильный элемент, накапливается в базальтах при низкотемпературных вторичных изменениях. Увеличение значений ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr отношений при интенсивных вторичных изменениях (рост п.п.п.) для вулканитов о-ва Кунашир показана в работе А.Ю.Мартынова [6]. Возможность зависимости значений ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr отношений от уровня вторичных изменений отмечалось Г. Фором [2].

В Охотском море плиоцен-плейстоценовые вулканические постройки располагаются главным образом по обрамлению Курильской котловины. Они известны на юго-восточном склоне возвышенности Академии Наук (АН) и на Охотоморском склоне Курильской дуги. Единственная изученная вулканическая постройка, расположенная в абиссальной части котловины – это вулкан Геофизиков [5]. Однако, согласно геофизическим исследованиям, вулкан Геофизиков находится на выступе акустического фундамента в-ти АН в сторону котловины. Скорее всего, вулкан Геофизиков приурочен к нижней тектонической ступени (уступу) склона в-ти АН. Эта ступень, перекрытая осадками, хорошо видна на временном разрезе МОВ ОГТ, выполненном вдоль опорного геофизического профиля 2-ДВ-М (данные В.Г. Прокудина), который пересекает в том числе и Курильскую котловину. Иными словами, все изученные вулканические постройки Курильской котловины и её обрамления располагаются на коре континентального типа, что отразилось на геохимических особенностях их пород. На них преобладают вулканиты известково-щелочной серии островных дуг. На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd (см. рис.) точки пород Охотского моря образуют две хорошо обособленные группы. Большая часть из них (в-ть АН - табл., обр. 14; 7 из 11 образцов в-на Геофизиков) располагаются чуть выше мантийного источника НІМИ, где формируют компактное поле, которое практически совпадает с областью развития слабоизмененных вулканитов Курильских островов (см. рис.). В эту группу входят базальты и андезито-базальты (SiO₂48.05-57.00%). Они характеризуются повышенными значениями изотопов Nd (0.512973-0.513048) и пониженными – изотопов Sr (0.702870-0.703158). Отмеченные особенности свидетельствуют о мантийном происхождении вулканитов этой группы и фактическом отсутствии влияния континентальной коры на их магмогенезис. Породы 2-ой группы (в-н Гидрографов – табл., обр. 13; в-н Геофизиков – 3 образца), в которую также входят базальты и андезиты (SiO, 51.09- 59.81%), формируют протяженный тренд практически от источника НІМИ к источнику ЕМ ІІ (см. рис.). Последний обычно определяют как источник, обогащенный континентальной корой. Эти породы характеризуются низкими значениями изотопов Nd (0.511877-0.512703) и повышенными – отношениями изотопов Sr (0.703303-0.706519). Положение составов пород в-на Геофизиков на диаграмме отношений изотопов Pb в поле «нижней континентальной коры» [5], также указывает на влияние коры на их образование. Это подтверждает, что вулканиты 2-ой группы образуются при существенном влиянии континентальной коры.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: 1 – вулканиты всех рассмотренных формационно-геохимических типов Японского моря имеют мантийный генезис; 2 – вулканиты Охотского моря (обрамление Курильской котловины и вулкан Геофизиков) представлены породами, которые имеют мантийное происхождение, а также вулканитами, характеризующимися четко выраженным влиянием "нижней континентальной коры" на их магмагенезис.

- 1. Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток. Дальнаука, 2010. 228 с.
- 2. Фор Г. Основы изотопной геологии (пер. с англ.). М.: МИР, 1989. 590 с.
- Съедин В.Т. Вулканизм Японского моря индикатор Кайнозойского рифтогенеза окраины Азии // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 2. С. 138–142.
- Филатова Н.И. Закономерности динамики окраинно-морского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.
- 5. Baranov B.V. et.al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350. P. 63–97.
- Мартынов А.Ю. Геохимическая эволюция вулканитов о-ва Кунашир (Курильская островная дуга): Дис... канд. геол-минер. наук. Владивосток. 2011.

Г.Ф.Уфимцев

ИНИЦИАЛЬНЫЕ РИФТЫ

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В новейшей структуре внутриконтинентальных рифтовых зон континентов наблюдаются многообразные формы тектонических общих погружений. В первую очередь, это большие грабены или рифты (рифтовые долины), протяженность которых составляет до 200 км и до 35–40 км ширины. Тункинская рифтовая долина является примером такого рода неотектонических форм. Но, на ряду с ними в структуре тектонического рельефа Байкальской рифтовой зоны участвуют и другого рода формы, в том числе малые (длиной десятки километров) грабены с небольшими мощностями рыхлых отложений – это "голые" (эвгимнические) формы, которые можно обозначать как кратковременные тектонические погружения – это инициальные малые рифтовые долины.

Байкальский рифт является примером такого рода структурных форм. Это, в первую очередь, молодой рифт пролива Малое Море, который обособляется от южного продолжения Северобайкальской впадины. Он разделяет Ольхонско-Академическую междувпадинную перемычку от Северобайкальского рифта, протягивается с юга от мысов Арал и Хобой и продолжается в виде тектонического понижения на юг вплоть до устья Бугульдейки, сопровождает на всём протяжении уступ Обручевского (Приморского) сброса. Между последним и акваторией Среднего Байкала инициальный Маломорский рифт образует входящий угол, сходящуюся на юго-запад небольшую впадину – такого рода образования в виде входящих углов В.В. Ламакин называл защербами. Другим прообразом Маломорского рифта является система малых неогеновых впадин на северо-западном побережье о.Ольхон: они испытали инверсионные преобразования.

Другой инициальный рифт располагается на восточном побережье Байкала это малоамплитудное погружение Чивыркуйского залива. Он, судя по всему, имеет сложную природу, и продолжение его на юг, на участок Святоноско-Арангатуйской перемычки-томболо, на акваторию северной части Баргузинского залива довольно проблематично. В Чивыркуйском заливе этот инициальный рифт состоит из ряда угловатых погруженных блоков, а на севере он, видимо, обособлен и от Северобайкальской впадины и северо-западного продолжения Южнобайкальской.

На восточном побережье Байкала несколько молодых блоковых погружений, входящими углами, внедряющиеся в его горное обрамление, возможно, могут быть отнесены к инициальным рифтам. Узкая система молодых погружений, включающая устье долины р. Кика, озеро Котокель и систему малых впадин бассейна р.Турки, тоже является инициальным рифтом, развитие которого, возможно свидетельствует о экспансии Байкальского рифта на восточное побережье, и этот район прослеживается вплоть до устья р.Баргузин.

Весьма наглядный инициальный рифт значительной протяжённости составляет западную границу Дархат-Хубсугульской секции Байкальской рифтовой зоны – это протяжённая система Белинской, Бусингольской и Терехольской впадин. В Баргузинском рифте инициальные формы (грабены) составляют молодые погружения на бортах Улюнской и Сахулинской краевых тектонических ступеней, а также Улан-Бургинская и Ясско-Неругинская впадины, видимо, ассоциирующие с днищем Баргузинской рифтовой долины.

В формировании инициальных рифтов Байкальской рифтовой зоны существует малозаметная (?) структурная проблема в их связях с днищами рифтовых долин. На восточном побережье Байкала молодые (в том числе инверсионные), инициальные рифты обычно формируются на участках горного обрамления в виде денудированных пониженных тектонических ступеней и тем самым являются как частью остаточно-глыбового (по Н.А.Флоренсову) механизма горообразования. Здесь их ширина может достигать 10 км и более и в их состав входят Кетокель-Туркинский инициальный рифт и рифт Духового озера, а также сопутствующие системы "береговой горст" – тыловой грабен, в значительной мере на восточном байкальском берегу определяющие латеральное расширение рифтовой долины. Тектонические условия расширения днища Байкальского рифта здесь наиболее наглядны. Можно полагать, что наряду с Баргузинским рифтом, таковой Байкальский ясно обозначает геодинамическую тенденцию его расширения и в конечной форме преобразование глубокий и платформенный (авлакогеноподобный?) прогиб.

Ещё одна разновидность инициальных рифтов входит в состав межрифтовых перемычек, например Верхнеангарской, где вдоль долин Верхней Ангары и Янчуя в неё проникают молодые грабены с мощной толщей плейстоценовых песков - эти образования можно отнести к "седиментационным колодцам".

В Чарско-Муйской междурифтовой перемычке инициальные рифты либо заполняют тектонические погружения приустьевых долин-грабенов (рр. Сюльбан, Куанда), либо системы приледниковых озёр (Бол. и Мал. Леприндо). В Тункинском рифте такого рода образования входят в состав Култучно-Быстринской и Мондинской междурифтовых перемычек, в состав которых входят малые впадины с неогеновым выполнением и междувпадинные продольные проходы. Малые впадины типа Быстринской и Мондинской являются характерными формами таких инициальных рифтов.

Инициальные рифты – это протяженные молодые грабены с маломощным чехлом рыхлых отложений. Они играют существенное значение в новейшей тектонике Байкальской рифтовой зоны и определяют последовательное и постепенное расширение и денудационную деградацию остаточных (реликтовых) горных поднятий. Они, видимо, определяют структурное значение междурифтовых перемычек и, в конечном счёте, формируются за счёт рифтовых долин. Такова, например, Ольхонско-Академическая междурифтовая перемычка между большими грабенами Северного и Среднего Байкала, в которой поднятие северной части острова Ольхона (это наклонный на запад горст) имеет роль плеча-противоподнятия Среднего Байкала. Такова же роль и системы наклонных горстов между мысами Кочерковским и Ядыр, которые разделяют узкую полосу Онгурен-Кочериковского инициального рифта севернее. В большинстве они являются новообразованиями, например, это Маломорский рифт, и последовательно расширяются в одном направлении. Маломорский грабен, благодаря продолжающей его на юг узкой приразломной впадине (защербе), протягивается вплоть до устья р. Бугульдейки. Аналогичную ситуацию мы видим в Чивыркуйской впадине, восточный (святоноский) борт которой составлен педиментированными остаточными ступенями в окружении активных горстов полуострова Святой Нос. К этому следует добавить, что инициальные молодые рифты в структуре Байкальской рифтовой зоны, а также Нижнеамурской окраинно-материковой рифтовой зоны имеют существенное значение.

В.С. Федоровский

СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

1. В Ольхонском регионе Западного Прибайкалья в современном срезе (хорошо обнаженное степное плато в Приольхонье и на острове Ольхон, окруженное непрерывной лентой прибрежных скал Байкала) вскрыты глубинные горизонты раннепалеозойской коллизионной системы. Детальное картирование, проведенное с плотным использованием современных дистанционных данных аэрокосмического зондирования, позволило установить ведущую роль сдвигового тектогенеза при формировании структуры коллизионного композита, возникшего в процессе столкновений различных сегментов коры Ольхонского террейна и Сибирского кратона. Дистанционный материал отличается высоким классом дешифрируемости, что обеспечивает соответствующую точность геологических карт. В работе используются панхроматические и мультиспектральные космические снимки среднего, высокого и сверхвысокого пространственного разрешения с семи спутников США, Франции и Японии (масштабы до 1:1500, 1:2000, 1:5000) и панхроматические аэрофотоснимки четырех масштабов, в том числе сверхкрупного (1:5000, Россия).

2. Структурный каркас системы составляют десятки крупных сдвиговых пластин, разделенных швами бластомилонитов. Конфигурация пластин отражает косой характер коллизии и бульдозерные эффекты, реализованные при скольжении террейна вдоль Сибирского кратона. Хотя истинные масштабы таких перемещений остаются неизвестными, материал позволяет утверждать, что они были немалыми: в современном срезе здесь тектонически перемешаны пластины различной геодинамической природы, изначально разделенные внушительными пространствами. Одновременно со сжатием, сопровождавшим коллизию, сдвиговый тектогенез инициирует и появление локальных зон растяжения, которые включают механизмы синорогенического коллапса коллизионного сооружения. Интегральная картина представляет собой, таким образом, пеструю смесь тектонических единиц, отражающих эпизоды не только становления, но и разрушения коллизионной системы, реализованных практически одновременно и в одном и том же объеме геологической среды.

3. Коллизионный шов разделяет Сибирский кратон и Ольхонский террейн. Он обнаружен и прослежен на 150 км вдоль западного побережья Байкала и склонов Приморского хребта. На юго-западе и северо-востоке шов скрыт в акватории озера. Под косым углом к коллизионному шву примыкают несколько группировок сдвиговых пластин, разделенных бластомилонитовыми швами. Такую же конфигурацию обнаруживают и зоны метаморфизма (на юго-западе и северо-востоке вдоль коллизионного шва картируются породы амфиболитовой фации, а в центральной части преобладают породы гранулитовой фации). Границы зон метаморфизма, точно так же, как и структурные зоны, под косым углом срезаны коллизионным швом. Сам он сложен бластомилонитами по раннедокембрийским породам Сибирского кратона и по раннепалеозойским породам Ольхонского террейна. Преобладает эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма. Среди бластомилонитов нередки текто-

нические фрагменты гранулитов; размеры таких включений достигают первых километров. Интересно то, что наиболее крупные отторженцы обнаружены на удалении 2-10 км от основного поля развития гранулитов, и это прямое свидетельство сдвигового транспорта материала непосредственно в зоне шва. Ширина коллизионного шва в плане достигает 1 км. С его северо-западной границей совпадает современный Приморский разлом рифтовой системы Байкала, и именно это обстоятельство долгие годы препятствовало обнаружению главной структуры раннепалеозойского коллизионного сооружения. Приморский разлом великолепно выражен в рельефе, он виден на космических и аэрофотоснимках любого масштаба. Практически все исследователи, изучавшие Приморский разлом, упоминают при его описании бластомилониты, которые к этому разлому не имеют никакого отношения (возраст бластомилонитов – палеозойский, возраст Приморского разлома – кайнозойский). Но и в последние годы, когда палеозойский возраст метаморфитов Ольхонского региона, считавшихся раннедокембрийскими, был безусловно доказан (около 100 определений возраста), геологическая литература пестрит утверждениями о том, что границей Ольхонского террейна и Сибирского кратона является Приморский разлом. Ошибочность таких взглядов очевидна.

4. Сдвиговые швы, в изобилии насыщающие коллизионный композит региона, неодинаковы по своей морфологии и масштабам. Особняком выглядит Главная сдвиговая зона региона. Она прослежена минимум на 120 км и нет ни одной структуры, которая пересекала бы Главную зону. Наоборот – многочисленные крупные и мелкие сдвиговые пластины, а также и разделяющие их бластомилонитовые швы, сами срезаны Главной сдвиговой зоной. Картирование показало: Главная зона разделяет многокомпонентные группировки сдвиговых пластин, расположенные с двух сторон от нее. Главная сдвиговая зона включает многочисленные тела гипербазитов и, по-сути, является офиолитовой сутурой. Хотя сама эта структура обнаружена и детально закартирована, ее исследование еще впереди. Многие моменты истории развития этой зоны пока загадочны и здесь возможны неожиданные находки. Вместе с тем, Главная сдвиговая зона не уникальна. Офиолитовых сутур такого рода в регионе несколько (они менее протяженные и не такие мощные), но вполне может оказаться, что и они столь же значительны и не только маркируют следы "захлопнутых" былых океанических пространств, но и "регулируют" структурную конфигурацию всей коллизионной системы, картируемой в современном срезе.

5. Интересная черта сдвиговой матрицы региона, – энергичная прогрессивная многоактная деформация составляющих ее сдвиговых пластин и бластомилонитовых швов в том же – сдвиговом режиме. В результате возникали сдвиговые дуплексы, а также крупные эффектные структуры сигмоидального типа, которые на фоне общего тектонического расплющивания и линеаризации системы выглядят весьма странно и необычно. Генезис таких структур имеет двоякий характер: в одних местах их появление связано с условиями резкой реологической неоднородности среды, охваченной сдвигом, а в других – складчатые сигмоиды отражают наложение сдвига на уже возникшие сдвиговые комбинации. Последний вариант наиболее отчетливо демонстрирует сложнейшая структура Нутгей в Приольхонье – она возникла в процессе поздней синметаморфической сдвиговой деформации сдвигового дуплекса, сформированного на ранних этапах реализации сдвиговой тектоники.

6. Реологическая неоднородность - выдающаяся черта тектоники и геодинамики коллизионной системы Ольхонского региона. Впрочем, такое определение, наверное, условно, потому что на самом деле подобная неоднородность – совершенно обычное свойство любых геологических объектов. Мы (геологи) просто не привыкли работать с категориями такого класса и, надо признаться, дилетанты в знании механики таких процессов. И напрасно. Тектоника Ольхонского региона дает возможность "в чистом виде" наблюдать чудовищные масштабы влияния реологической неоднородности геологической среды на формирование архитектуры складчатого ансамбля. Главными объектами, обеспечивающими контрастный характер структур, генезис которых «завязан» на реологическую неоднородность, являются многочисленные "жесткие" мелкие и крупные массивы базитов и гипербазитов, погруженные в пластифицированный при метаморфизме, маловязкий матрикс. В глубинных горизонтах коры, при метаморфизме и реализации тектонического течения, жесткие тела базитов и гипербазитов начинают вращаться (и это роллинг), вовлекая в подобные деформации и прилегающие части метаморфической рамы. Результат – формирование складчатых сигмоид вокруг тел базитов и гипербазитов, структур вихревого и кольцевого типов, спиральных конфигураций не только в метаморфической раме, но и в самих телах базитов и гипербазитов. Крупнейшие складчатые сигмоиды закартированы вокруг Бирхинского и Крестовского массивов габброидов (размах крыльев сигмоиды, локализованной вокруг Бирхинского массива, например, равен 15 км). Массив габброидов Танхан-1 на северо-востоке Приольхонья сам обладает вихревым структурным рисунком, а вокруг него локализована кольцевая структура в метаморфическом матриксе. Многие тела гипербазитов в границах Главной сдвиговой зоны, хотя они и невелики по размерам, получили спиральные очертания в плане. Разумеется, реально картируемые структуры многократно сложнее приводимой здесь предельно упрощенной характеристики. В докладе приводятся конкретные примеры детальных геологических карт, космических снимков сверхвысокого разрешения и аэрофотоснимков сверхкрупного масштаба, иллюстрирующих влияние реологической неоднородности геологической среды, охваченной сдвиговым тектогенезом. Несомненно, что все эти эффекты не являются какой-то удивительной спецификой Ольхонского региона: это совершенно тривиальный стиль тектоники, реализуемый всегда и везде.

7. Транспорт сдвиговых пластин, составляющих коллизионный композит, происходил, по-видимому, с различной скоростью. Многочисленные свидетельства этого запечатлены в различной кинематике и ориентировке синметаморфических жил гранитов, насыщающих сдвиговые пластины. Хотя логически ясно, что генеральная система коллизии была едина, установить вектор продвижения террейна вдоль края Сибирского кратона непросто: конкретные данные касаются реальных ситуаций, которые можно зафиксировать по тем, или иным сдвиговым пластинам, но это еще не позволяет утверждать, что обнаружен общерегиональный тренд. Такой вывод можно сделать только исходя из анализа структуры системы в целом. Ее понимание, вместе с тем, вряд ли возможно без составления точных геологической и тектонической карт региона. Они – в процессе завершения. Уже сейчас ясно, однако, что коллизионный коллаж Ольхонского региона представляет собой хаотическую смесь различных тектонических единиц, образованных разными по составу метаморфическими и магматическими комплексами, имеющими различную геодинамическую природу, историю развития, а нередко отличающихся и разными протолитами. Среди них документируются признаки исходных островных дуг, задуговых бассейнов, аккреционной призмы, микроконтинента. Коллизионный удар и последовавшее скольжение этого аггломерата в режиме сдвига вдоль края Сибирского кратона привело к дезинтеграции исходной системы и тектоническому перемешиванию ее фрагментов. Это и есть картируемый здесь на современной поверхности глубинный срез коллизионной коры раннего палеозоя. Главный мотив такого типа коллизии – сдвиговый тектогенез.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 11-05-00267), ГИН РАН и программы ОНЗ и СО РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)"

А.И. Ханчук¹, А.Н. Диденко^{2,3}, А.И. Тихомирова², И.П. Войнова²

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ГЕОХИМИЯ КИСЕЛЕВСКОГО БЛОКА КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ): ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток ²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск ³ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

Значительную часть восточной окраины Евразии образуют покровно-складчатые системы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [12]. Пояс разделен рифтовой структурой Татарского пролива миоценового возраста [4, 16] на Сихотэ-Алиньскую и Хоккайдо-Сахалинскую ветви. Последняя занимает площадь островов Хоккайдо (Япония), Сахалин (Россия) и ограничены с востока современной островодужной системой, маркирующей границу Тихоокеанской и Охотоморской плит, первая – занимает значительную часть территории России от берегов Японского моря на юге до побережья Охотского моря на севере. На западе континентальная ветвь пояса ограничена двумя древними массивами – Буреинским и Ханкайским с раннепалеозойской континентальной корой, на севере – по торцовому сочленению граничит с более ранним Монголо-Охотским покровноскладчатым поясом, на юге – ограничена впадиной Японского моря.

Согласно современным представлениям пояс образован террейнами различного происхождения [13], включающими фрагменты юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна [13]. Формирование орогенного пояса началось в конце юры и продолжалось в течение раннего мела в обстановке трансформной окраины, на фоне складчатых и разрывных деформаций, связанных с крупномасштабными левосторонними перемещениями по системе окраинно-континентальных сдвигов [3].

Из реконструкций, проведенных на основе структурных, литолого-фациальных, биостратиграфических и геохимических данных [12, 3], большая часть пород пояса формировалась в условиях активной окраины Евразийского палеоконтинента в четырех палеозонах: 1) краевом вулкано-плутоническом поясе, наложенном на край Буреинского массива и восточную окраину Монголо-Охотского пояса; 2) Хабаровском меланжево-олистостромовом комплексе; 3) Амурском комплексе тектонических чешуй нижнемеловых турбидитов; 4) Киселевско-Маноминском комплексе тектонических чешуй. Внедрением гранитоидов хунгарийского и татибинского комплексов завершилось формирование новообразованной континентальной литосферы Сихотэ-Алиня у восточной окраины Евразии.

Согласно альтернативным представлениям на эволюцию региона [10] пространственное соотношение террейнов оставалось практически неизменным со времени их формирования, и только вдоль системы сдвигов Тан-Лу могли быть подвижки, не нарушившие первичное распределение этих блоков.

Понятно, что какие-либо решающие доказательства в пользу одной из этих альтернатив традиционные методы геологии дать не могут в принципе – нужна оценка истинных масштабов горизонтальных перемещений блоков (террейнов), выполняющих эту часть окраины Евразии. Без таких данных умозрительными останутся любые геодинамические построения. Необходимость привлечения палеомагнитного метода, позволяющего на количественном уровне оценить параметры вращения блоков на сфере и, соответственно, истинные расстояния горизонтальных перемещений, очевидна.

Киселевско-Маноминский [9] или Нижнеамурский [14, 15] террейн определяется многими исследователями [7, 8, 11] как фрагмент среднемеловой аккреционной призмы, расположенной на лево- и правобережье нижнего течения р. Амур и протягивающейся узкой полосой северо-восточного простирания шириной 5–20 км от приустьевой части р. Уссури до побережья Сахалинского залива Террейн разделен на три сегмента: Киселевский, Маноминский и Вяземский, Центрально-Сихотэ-Алиньским левосторонним сдвигом [1, 5, 12, 14].

В районе с. Киселевка террейн представлен плитчатыми кремнями, чередующимися со щелочными вулканитами и известняками. Структура изученного вулканогенно-кремнистого комплекса представляет собой пакет из 4-х тектонических пластин, сложенных ленточными и массивными кремнями, чередующимися с телами базальтовых потоков различной мощности и лав. Пластины отделяются друг от друга зонами срывов, выражающимися интенсивным разлинзованием и рассланцеванием кремней. К зонам срывов приурочены и складчатые деформации. Залегание слоев в пластинах варьируется преимущественно от западного до северного направлений с углами падения от 20 до 80 градусов.

Ранее [2], вся эта ассоциация относилась к позднетриасово-юрской киселевской свите. Более поздними работами [5, 6, 14] было установлено, что кроме остатков юрских радиолярий кремни содержат и раннемеловые (от раннего валанжина до середины баррема), а кремнистые аргиллиты охарактеризованы радиоляриями позднебарремско-среднеаптского возраста. Позднее эти данные были уточнены: 1) возраст ископаемых радиолярий в кремнях киселевского разреза был определен от геттанга ранней юры до берриаса раннего мела; 2) установлено, что в титоне был перерыв седиментации; 3) хаотические образования, содержащие крупные глыбы базальтов и известняков, охарактеризованы валанжин-готеривским комплексом радиолярий [17].

В результате проведенных нами геолого-геофизических исследований была выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности осадочно-вулканогенных пород Киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна, среднее направление для которой для 11 точек в стратиграфической системе координат составляет Dec = 275.8°, Inc = -33.8°, K = 33.3, a_{95} =8.0°. Для этого направления имеется, во-первых, позитивный тест складки - кучность в стратиграфической системе координат существенно выше как на уровне образцов (K_g/K_g=1.93), так и на уровне точек отбора (K_g/K_g=5.29). Во-вторых, в киселевском разрезе имеются образцы с прямой и обратной полярностью, но так как последние по количеству явно преобладают (> 90 %), тест обращения имеет неопределенный характер. Кроме того, магнитоминералогические исследования свидетельствуют о высокой палеомагнитной стабильности большей части коллекции.

По данным геохимических характеристик вулканогенные породы Киселевского блока формировались во внутриплитной океанической обстановке, так как они близки таковым вулканитам Гавайской горячей точки.

На основе модели [18] рассчитаны кинематические параметры и построены 3 палеорекнструкции, согласно которым Киселевский блок: 1) в интервале 135–105 млн
лет перемещался на плите Изанаги в северо-западном направлении со скоростью 15–20 см/год, пройдя, таким образом, расстояние более 5 тыс. километров до восточной окраины Евразии (район Корейского полуострова); 2) в интервале 105–70 млн лет в составе фрагмента аккреционного комплекса перемещался вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4-5 см/год до своего современно-го положения (Нижний Амур) и вошел в состав континентальной плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 12-II-CO-08-026, №12-I-0-OH3-07, 13-III-B-08-067) и РФФИ (проект 12-05-91158-ГФЕНа).

Литература

- 1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
- Геология СССР: Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область. Ч. I: геологическое описание / Под ред. Сидоренко А.В. М.: Недра, 1996. 736 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Дис... д-ра геол.-минер. наук: 25.00.03: Владивосток, 2004. 326 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1, 327 с.; Т. 2, 334 с.
- 5. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 74–82.
- Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 74–83.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000, 283 с.
- Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997, 300 с.
- 9. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Уткин В.П. Горст-аккуреционнае системы, рифто-грабены и вулкано-плутонические пояса юга Дального Востока России. Статья 2. Вулкано-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования. Тихоокеан. геология. Т. 16, № 6. С. 58–79.
- Филиппов А. Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 25–38.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880–898.
- 13. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
- 14. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья //Докл. АН. 1994. Т. 338, № 5. С. 667–671.
- 15. Khanchuk A. I. Tectonics of Russian Southeast // Chishitsu News. 1994. N 480. P. 19-22.
- Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimjura, G., Terabayashi, M., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate synthesis from 750 Ma to the present. The Island Arc 6, 121–142.
- 17. Sakai T., Ishida K., Kozai T., Ohta T., Ishida N., Kirillova G.L., Kalinin Ju. Examination of the Late Jurassic-Early Cretaceous subduction complexes along the Amur River: a new perspective on the accretionary terrane in Far East // Cretaceous continental margin of East Asia: Stratigraphy, sedimentation, and tectonic. The IV-th international symposium of IGCP 434. Khabarovsk. 3–12 september. 2002. P. 51.
- Seton M., Mbller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Science Reviews 113 (2012) 212–270.

В. С. Шкодзинский

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАНТИИ, ПЛЮМОВ И ЛИТОСФЕРЫ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

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

С проблемой происхождения мантии, плюмов и литосферы тесно связано решение многих вопросов генезиса тектонических структур, магм и полезных ископаемых. Этой проблеме посвящены тысячи публикаций. Однако в большинстве работ признается, что она до сих пор не имеет убедительного однозначного решения. Полученные в последние десятилетия планетологические и петрологические данные о горячем образовании планет земной группы и фракционировании на них глобальных океанов магмы свидетельствуют о том, что такое положение не случайно. Оно обусловлено ошибочностью гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли, на основании которой предпринимались попытки решения генетических проблем глобальной петрологии.

О горячем формировании Луны свидетельствуют магматический генезис всех ее коренных пород, их очень древний возраст (обычно более 3.7 млрд лет), высокодифференцированный состав многих из них, присутствие древней анортозитовой коры мощностью до 100 км, образование которой произошло путем фракционирования слоя мафической магмы мощностью не менее 1000 км [6]. На фракционирование подобного океана на Земле указывают положение точек среднего состава пород литосферной мантии платформ вдоль трендов магматического фракционирования (рис. 1), уменьшение средней температуры образования и изотопного возраста ее пород в полном соответствии с этим трендом (рис. 2), признаки постепенного сильного остывания коры и мантии и многие другие данные [2, 3].



Неучет самого массового и эффективного процесса дифференциации вещества нашей планеты, глобального магматического фракционирования, является непреодолимым барьером для выяснения истинной природы глубинных процессов и обычно приводит к выдвижению полуфантастических предположений, не согласующихся с реальными фактами. Ниже будет показано, что концепция горячего гетерогенного форми-

Рис. 1. Соотношение MgO-CaO в ксенолитах из кимберлитов. Поля состава ксенолитов: В – верлитовых и вебстеритовых; Г – гарцбургитовых; Д – дунитовых; Л – лерцолитовых; Э – эклогитовых. Поля состава магматических пород: К – кимберлитов; Ка – карбонатитов; Ла – лампроитов. Стрелки – эволюция состава кумулатов (сплошная) и остаточных расплавов (пунктир) [3].



Рис. 2. Средние изотопные возрасты различных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 50 кб (линия Т) и среднее содержание MgO (линия MgO) в породах. Состав пород и включений в алмазах: Г – гарцбургитовый; П – перидотитовый нерасчлененный; Л – лерцолитовый и вебстеритовый. Ф – флогопитсодержацие породы; Ка – карбонатиты; К – кимберлиты. Числа у точек количество использованных определений [3].

рования Земли приводит к хорошо обоснованному принципиально новому однозначному решению всех генетических проблем глобальной петрологии.

К настоящему времени предложено множество моделей фракционирования глобальных магматических океанов Луны и Земли [4, 6]. Главным недостатком их являются плохое соответствие геологическим данным. Это обусловлено тем, что в них не рассматривается происхождение магматического океана, а рассчитывается только процесс фракционирования мощного (до 3000 км) однородного по составу слоя расплава в результате остывания. Но очевидно, что такой слой не мог образоваться мгновенно. Была длительная синаккреционная история его формирования, во время которой в общем случае должны были изменяться температура, давление, состав расплава и кумулатов. Поэтому магматический океан не мог быть однородным по составу. В этих модель принимается модель гомогенной аккреции Земли. Поэтому чаще всего принимается хондритовый состав океана и формирование в процессе его фракционирования железного ядра. Однако в этом случае исходная температура ядра и мантии была бы одинаковой и в последней не могла бы возникнуть тепловая конвекция. Мантия была бы сильно обеднена хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами и кислородом. Но такое обеднение отсутствует.

Харрис и Тозер еще в 1967 г показали [7], что скорость слипания намагниченных частиц железа при размере их более 10⁻⁵ см примерно в двадцать тысяч раз больше, чем под влиянием гравитационных сил. Поэтому после остывания протопланетного диска до температуры Кюри (1043К для чистого железа) и намагничивания при движении в магнитном поле Солнца частицы железа быстро слипались под влиянием магнитных сил и формировали железные ядра будущих планет и родоначальные тела железных метеоритов. Это полностью подтверждается новейшими Hf-W изотопными данными для метеоритов [8]. По ним железные тела в протопланетном диске возникли 4567 млн назад, всего через 500 тысяч лет после образования Солнца (4567.5 млн лет). Приведенные данные опровергают широко распространенные представления о позднем образовании земного ядра в результате гравитационной дифференциации земных недр после аккреции Земли.

По рассчитанной детальной модели [2] быстрая аккреция железного ядра под влиянием в основном мощных магнитных сил обусловила его изначально более высокую температуру по сравнению с позже возникшей мантией вследствие более интенсивного импактного тепловыделения и резко пониженных теплопотерь на остывание при быстрой аккреции. Поэтому ядро изначально было значительно горячее силикатной мантии, что подтверждается существованием температурного скачка на границе современного ядра и мантии по геофизическим данным. Величина его Раймондом и Квентином оценивается 1000–2000 °C, а Буковинским – 700– 3000 К [5]. В дальнейшем более высокая температура ядра вызвала постоянный подогрев им мантии и раннее возникновение в ней тепловой конвекции.

С позиций господствующей в геологии гипотезы холодной гомогенной аккреции причина возникновения конвекции не понятна, так как в ней предполагается образование ядра и мантии путем гравитационного разделения силикатного и металлического вещества в земных недрах и, следовательно, их изначально одинаковая температура. В дальнейшем температура ядра становилась бы ниже, чем в мантии, так как в нем на 2–3 порядка меньше содержание радиоактивных компонентов. Поэтому в последние годы стали высказываться сомнения в существовании в мантии плюмов [1], хотя они очень хорошо объясняют процессы плитной тектоники. Модель горячей гетерогенной аккреции полностью объясняет существование в мантии мощных процессов всплывания горячего и опускания холодного вещества, и, следовательно, причину протекания глобальных геологических процессов - движения литосферных плит, раскалывания континентов, возникновения и закрытия океанов, образования горных цепей, магматических и рудных провинций.

Выпадавший на ядро под влиянием гравитационных сил силикатный материал плавился в результате импактного тепловыделения и образовал глобальный океан магмы. Его нижняя часть кристаллизовалась вследствие роста давления новообразованных верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы сформировали ультраосновные кумулаты нижней мантии, а остаточные расплавы – мощный слой магмы. Состав расплавов изменялся в процессе аккреции. Вследствие небольшой еще глубины раннего океана и пониженной силы тяжести на формировавшейся небольшой Земле придонное фракционирование происходило в условиях низкого давления (в среднем 2.5 кб). Это обусловило формирование кислых и средних по составу остаточных расплавов при большой степени придонной кристаллизации и толеитовых основных расплавов – при средней. Вследствие повышенной плотности последние частично захоронялись среди кумулатов и сформировали эклогиты нижней мантии. Кислые и средние по составу расплавы располагались в верхней части магматического океана, основные – в средней, мало фракционированные пикритовые и перидотитовые – в нижней.

После завершения аккреции плотность расслоенного магматического океана глубиной около 240 км значительно увеличивалась сверху вниз (от 2.3 до 2.8 г/см³). Поэтому в нем не возникала обширная от поверхности до подошвы конвекция и он медленно кристаллизовался и фракционировал сверху вниз в результате главным образом кондуктивных теплопотерь. Мощность возникшей при низкобарическом фракционировании нижней мантии составляет более двух тысяч километров. Это привело к образованию большого объема кислых и средних остаточных расплавов и сформировавшейся из них кислой кристаллической коры древних платформ. Такое происхождение впервые полностью объясняет ее большую мощность (десятки километров) и древний возраст. С позиции гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли убедительно объяснить генезис кислой коры невозможно, так как выплавление кислых магм из первичного ультраосновного вещества возможно только при давлении менее примерно 4 кб. А на глубине, соответствующем этому давлению, никогда не могла бы существовать высокая температура, необходимая для начала плавления ультраосновных пород при холодном образовании нашей планеты.

Из кумулатов наиболее мощных пикритового и перидотитового слоев постаккреционного магматического океана сформировались ультраосновные породы литосферной мантии древних платформ, выносимые в виде ксенолитов кимберлитовыми и щелочными базальтовыми магмами. Их формирование путем фракционирования магматического океана подтверждается наличием в них тренда магматической дифференциации (рис. 1) и уменьшением в соответствии с этим трендом их средних изотопных возрастов и температур кристаллизации (рис. 2). Очевидно, что в процессе фракционирования происходило увеличение содержания расплавофильных компонентов в остаточных расплавах и в поздних кумулатах. Это полностью объясняет неоднородность состава литосферной мантии платформ и формирование в них очень богатых этими компонентами магм (щелочных, кимберлитовых) и без привлечения гипотетических процессов метасоматического обогащения. В мантии нет источников летучих компонентов и путей для их движения.

Вследствие отсутствия обширной конвекции расслоенный по составу постаккреционный магматический океана кристаллизовался и фракционировал очень длительно. Судя по результатам выполненных расчетов динамики остывания [2, 3], интенсивному внедрению в фанерозое кимберлитовых и карбонатитовых остаточных расплавов и по средним изотопным возрастам главных мантийных пород (см. рис. 2), кристаллизация океана происходили в течение всей истории Земли. Это объясняет направленный характер течения всех геологических процессов – постепенное увеличение жесткости литосферы платформ, уменьшение температуры регионального метаморфизма, возрастание роли хрупких деформаций в кристаллической коре и щелочности образующихся на платформах магматических пород. С увеличением жесткости плит связаны относительно позднее появление офиолитов и плитнотектонических процессов, постепенное возрастание глубины возникавших морских бассейнов, высоты гор и роли грубообломочных пород в осадочных толщах.

Литература

- Иванов И.А. Обойдет ли Россию "великий спор о плюмах" // Геология и геофизика. 2006. № 3. С. 417–420.
- 2. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. Якутск: Медиа-холдинг Якутия, 2009. 352 с.
- Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. Модель горячей аккреции Земли. Palmarium academic publishing. 2012. 579 с.
- 4. Федорин Я.В. Модель ранней эволюции Земли. Киев: Наукова думка, 1991. 112 с.
- 5. Bukowinskii M.S.T. Taking the core temperature // Nature. 1999. N 6752. P. 432–433.
- Halliday A.N. Terrestrial accretion rates and origin of the Moon // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 171. P. 17–30.
- 7. Harris P.G., Tozer D.C. Fraction of iron in the Solar system // Nature. 1967. N 5109. P. 1449-1451.
- Kleine T., Touboul M., Bourdon B. et al. Hf-W chronology of the accretion and early evolution of terrestrial planets // Geoch. et Cosmochim. Acta. 2009. N 17. P. 5150–5188.

В.В. Ярмолюк, Е.А. Кудряшова, А.М. Козловский

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ-КАЙНОЗОЙСКАЯ ВНУТРИПЛИТНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ: ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, РАЗВИТИЯ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Восточная окраина Азии в позднем мезозое и кайнозое развивалась в режиме столкновения с Тихоокеанской плитой. Переходная зона от океана к континенту трассируется сложно построенной совокупностью структур и вулканических областей, которая включает с океанической стороны – систему островных дуг и задуговых бассейнов с характерным для них магматизмом островодужного типа, и со стороны континента – систему многочисленных грабенов и рифтов с магматизмом внутриплитной специфики (рис.). Многие исследователи объясняют подобную зональную смену магматизма и магмоконтролирующих структур исключительно процессами конвергенции (субдукцией). Нами получены данные, которые позволяют связать особенности строения этой конвергентной границы с ее формированием над областью проявления мантийных плюмов (Yarmolyuk et al, 2013).

Ареал внутриконтинентальных структур и магматизма в пределах востока Азии прослеживается от края континента далеко вглубь его (~4000 км) вплоть до Алтайских гор (рис.). Этот ареал выделяется также как внутриплитная вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии. В строении провинции мы различаем Дальневосточную и Центрально-Азиатскую субпровинции.

Дальневосточная субпровинция (Северо-Восточный Китай, Хабаровский и Приморский края) охватывает равнинную и низкогорную окраину континента, образующую опущенную ступень относительно внутриконтинентальных (в том числе, Центрально-Азиатского) его участков. Она характеризуется развитием системы северо-восточных грабенов, которые протягиваются вдоль края континента и определяет линейный (рифтогенный) характер распределения вулканических полей. Грабены контролируются крупными и долгоживущими тектоническими нарушениями сдвигового типа, в том числе и мелового времени заложения. Внутриплитный характер магматической активности в пределах субпровинции не вызывает сомнений для позднекайнозойского этапа развития территории. Более ранние, например, меловые проявления вулканической активности в значительной степени контролировались процессами конвергенции на границе континентальной и океанической литосферных плит.

Для Центрально-Азиатской субпровинции характерны пространственно изолированные вулканические области, характеризующиеся длительным и многоэтапным развитием. История развития, по крайней мере, некоторых из них прослеживается, начиная с поздней юры в интервале времени около 160 млн лет. На примере Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических областей выделены основные этапы проявления внутриплитного магматизма в субпровинции. На протяжении раннего мела в развитие этих областей преобладали процессы рифтогенеза и платоизлияния больших объемов. Повсеместное ослабление вулканической деятельности произошло в позднем мелу и раннем кайнозое.



Рис. Строение зоны конвергенции литосферных плит в западной части Тихого океана.

Общая активизация внутриплитного вулканизма намечается с конца раннего кайнозоя, когда в регионе возникло несколько новых вулканических областей. Позднекайнозойская вспышка вулканизма стала объединяющей для вулканических областей Дальневосточной и Центрально-Азиатской субпровинций.

Для магматизма провинции в целом типичны основные высококалиевые породы. По геохимическим характеристикам они близки к базальтам ОІВ типа. Разновозрастные породы характеризуются общими трендами распределения несовместимых элементов, что свидетельствует о геохимически однотипном составе их источников. В соответствии с изотопным составом пород (Sr, Nd, Pb) источники вулканизма в Ценрально-Азиатской субпровинции формировались при участии умеренно деплетированной мантии типа PREMA, а также обогащенной мантии типа EM-I и EM-II. По своим параметрам этот совокупный источник расплавов сопоставляется с источниками базальтов океанических островов, таких как Питкерн и океаническое плато Кергелен. Появление источника с такими изотопными характеристиками связывается с рециклингом литосферного вещества, при этом время необходимое для приобретения установленного изотопного состава, оценивается интервалом не менее 2.5 млрд лет. Столь длительный период изоляции источника связывается с его захоронением в нижней мантии вне зоны влияния верхнемантийной конвекции.

Оценены закономерности миграции вулканизма в пределах длительно развивающихся вулканических областей. На примере Южно-Хангайской области показано, что разновозрастные проявления вулканизма образуют закономерно построенную цепь лавовых полей, палеогеографическая позиция которых остается постоянной во времени. Подобные следы остаются в литосферной плите при ее миграции над не меняющим свое положение источником магматизма (горячей точкой). Поэтому развитие области было связано с активностью мантийного плюма. Близкие закономерности развития, включая миграции центров вулканизма, установлены для ряда других позднемезозойских – кайнозойских вулканических областей Центральной Азии. Их сходство с ЮХВО подчеркивается близким составом пород вулканических ассоциаций, а также большой продолжительностью и многоэтапностью формирования. С учетом структурной независимости вулканических областей в пределах провинции можно предположить, что их формирование контролировалось обособленными горячими точками мантии (мантийными плюмами). Концентрация таких горячих точек мантии в пределах востока Азии и их синхронизированная вулканическая активность позволяют сделать вывод о существовании общего горячего поля мантии, регулировавшего деятельность этих изолированных плюмов.

Представления о наличии горячего поля мантии и отдельных мантийных плюмов в основании Ц. Азии подтверждаются данными гравиметрических [1] и сейсмо-томографических [3] исследований, согласно которым большая часть региона подстилается поднятием астеносферы на глубины менее 100 км. Это поднятие, выделяемое нами как Центрально-Азиатское горячее поле мантии [4], осложнено локальными выступами астеносферы, расположенными под районами новейшего вулканизма и поднимающимися до глубин менее 50 км от поверхности Земли [1]. Такой астеносферный выступ, расположенный под Хангайским нагорьем, изучен сейсмотомографическими методами [3]. Ему соответствует узкая низкоскоростная аномалия, которая прослежена до глубин 450–600 км и представляет корневую зону этой горячей точки мантии. Такие выступы астеносферы зафиксированы под вулканическими областями: Южно-Байкальской, Удоканской, Витимской, Станового хребта.

О длительности существования Центрально-Азиатского горячего поля мантии можно судить по времени проявления активности горячих точек в пределах провинции. Наиболее обоснованными являются истории развития Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических областей, прослеженные в интервале 160 млн лет, начиная с поздней юры, и до новейшего времени. Геологические, геохронологические, геофизические геохимические и изотопные данные определенно указывают на связь каждой из этих областей с соответствующим ей мантийным плюмом. Время существования таких плюмов, следовательно, можно оценить более чем в 160 млн лет. В соответствии с этими данными время появления Центрально-Азиатского горячего поля мантии в основании провинции следует отнести к началу позднего мезозоя.

Вопросы формирования внутриплитной провинции широко обсуждались в последнее десятилетие. Одна из наиболее обсуждаемых точек зрения была высказана в работах Д. Жао [9–11] и Ю.А.Зорина [1, 2]. В этих работах возникновение провинции связывается с особым типом субдукции под окраину Азии, в результате которой субдуцированный слэб образует слой, прослеживающийся в основании верхней мантии далеко под континент, в том числе под край вулканической провинции. Считается, что переработка мантии, связанная с участием стагнированной части слэба, является причиной зарождения мантийных струй, питающих внутриплитный магматизм. Наши данные существенно ограничивают достоверность этой

модели. Во-первых, Центрально-Азиатская часть провинции расположена вне зоны возможного влияния стагнированного слэба. Во-вторых, в соответствие с сейсмотомографическими даными питающие зоны мантийных плюмов под вулканическими областями прослеживаются до границы с нижней мантией и ниже, то есть ниже переходного слоя. В-третьих, за время существования вулканических областей Центрально-Азиатской субпровинции (~160 млн лет) субдукционная система на восточной окраине континента неоднократно перестраивались, менялся характер конвергенции, происходило смещение зон субдукции в сторону океана. Но эти перестройки никак не сказывались на размещении центров внутриплитного магматизма в Центрально-Азиатской части провинции. Независимость мантийных плюмов Центральной Азии от процессов субдукции позволяет предполагать их связь с оболочками Земли более глубинными, чем уровень стагнации субдуцированной литосферы в переходной зоне мантии

В современной структуре вулканической провинции в соответствии с данными [6, 8] выделяется большая группа мантийных плюмов, природа которых оценивается по-разному. В восточной части провинции у края континента для некоторых из таких центров активности (Datong, Hainan) выявляются связи с низкоскоростными мантийными аномалиями (плюмами), прослеживаемыми в нижнюю мантию. Для других, например, Changbai, Wudalianchi, Tengchong предполагается субдукционная модель формирования, хотя в их основании также фиксируются восходящие зоны низкоскоростных аномалий, разорванные на уровне границы верхней и нижней мантии высокоскоростными линзами стагнированных слэбов [10–12].

С учетом данных по Центрально-Азиатской части провинции все это позволяет сделать вывод о наличие нижнемантийных мантийных плюмов в основании разных участков внутриплитной провинции. Зарождение провинции относится к началу позднего мезозоя, то есть к тому времени, когда Азиатский континент был перемещен к востоку [5]. Это позволяет предположить, что в результате была перекрыта одна из ветвей Тихоокеанского суперплюма (Тихоокеанской LLVSP) (Yarmolyuk et al., 2013). Его воздействие на литосферу стало причиной возникновения внутриплитной вулканической провинции в восточной части континента.

Литература

- 1. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 685–699.
- 2. Зорин Ю.А. и др. // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1060–1074.
- 3. Мордвинова В.В. и др. // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.
- 4. Ярмолюк и др. // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41-67.
- 5. Kuzmin V.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. // Earth-Science Review. 2010. V.102, N 1–2. P. 29–59.
- 6. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. // Gondwana Research/ 2007. V. 11, N 1-2. P. 7-37.
- 7. Yarmolyuk V.V. et al. // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. 62. P. 67–78.
- 8. Yuen D.A., et al. Superplumes: Beyond Plate Tectonics. Dordrecht. Springer. 2007. 509 p.
- 9. Zhao D. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. V. 146. P. 3–35.
- 10. Zhao D. // Gondwana Research. 2009. V. 15, N 3-4. P. 297-323.
- 11. Zhao, D. et al., 2009, // Phys. Earth Planet. Inter. 173, 197–206.
- 12. Zhao D., Yu S., Ohtani E., 2011. // J. Asian Earth Sci. 40, 689-709.

Bao Qingzhong Duan Ruiyan

THE AGE AND TECTONIC IMPLICATIONS OF GRANITIC ROCKS IN NENJIANG-HEIHE TECTONIC BELT, NORTHEAST XIAO HINGGAN MOUNTAINS, CHINA

Shenyang institute of Geology and Mineral resources J¬ShenyangJ¬China

Nenjiang-Heihe Tectonic Belt is located between Xingan massif and Songliao MassifJ¬It was the final collisional place of these two massif (fig.1). There are many granitic rocks of different age along this zone (fig.2) and more controversy on the tectonic attribute existed becouse of their uncertain forming ages. We investigated this area recently, studied systemic the petrology-lithogeochemistry and high-precision isotope chronology with zircon SHRIMP U-Pb analytical method. Five epoches of formation age of granitic rocks were obtained, they are 440–490Ma (Ordovisian) 340–350Ma (Early Carboniferous) 295–315 Ma (Late Carboniferous) 155–180Ma (Middle Jurassic) and 110–125Ma (Early Cretaceous).The rock association of Ordovision granitic rocks is tonilate- granodiorite, and formed in the island arc tectonic environment, southeast argun



Fig. 1. Geotectonic classification in Northeast Chinaocation and location of research area. The black box is the research area.



Fig. 2. Distribution of granitic rocks in Neijiang-Heihe tectonic zone.

massif. The rock association of Early Carboniferous granitic rocks is tonilate- granodioritesyenogranite, and formed in the collisional orogeny and extentional tectonic environment subsequently of Xing'an massif with Songliao Massif. The rock association of Late Carboniferous granitic rocks is granodiorite-monzonitic granite-syenogranite, and formed in stretch tectonic environment after collision of the two massif. We can also get from the isotopic age that the collision time of Xing'an massif with Songliao massif is Earty carboniferous. Mesozoic granitic rocks, Middle Jurassic and Early Cretaceous, are in areal distribution in the Northside of the Nenjiang-Heihe tectonic belt. There are three viewpoints about the magmatic origin of these Mesozoic granitic rocks, the first is that the magmatism are correlated with subduction of Pacific Plate, the second, are caused by a mantle plume, the third, their formation may be related to colliding and closing of Mongolian-Okhotsk orogenic belt. We agree with the third kind of viewpiont according to the rock associations, distributions and ages.