

Том 22, номер 6
ISSN 0207 - 4028

Ноябрь-Декабрь 2003

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



<http://www.itig.khv.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

Научное наследие Леонида Михайловича Парфенова 3

Тектоника и геодинамика

- Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук, Г. Бадарч, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатов, С.И. Дриль, Г.Л. Кириллова, М.И. Кузьмин, У. Ноклеберг, А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томуртоого, Х. Янь.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии 7
- А.П. Смелов, В.Ф. Тимофеев.* Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии 42
- В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин, В.В. Николаев, Р.М. Семенов.* Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири 55
- В.С. Оксман, А.В. Ганелин, С.Д. Соколов, О.Л. Морозов, Ф.Ф. Третьяков, С.А. Силантьев.* Офиолитовые пояса арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования 62
- Г.Э. Каскевич.* Трансорогенные разломы Восточной Якутии и сопредельных территорий 76

Стратиграфия

- Р.В. Кутыгин, И.В. Будников, А.С. Бяков, А.Г. Клец, В.С. Гриненко.* Опорный разрез дулгалахского и хальпирского горизонтов (верхнетатарский подъярус) Западного Верхоянья 82

Геодинамика, магматизм и металлогения

- С.М. Родионов.* Геодинамика и металлогения олова Востока России 98
- Г.Н. Гамянин, Н.А. Горячев, Н.С. Бортников, Е.Ю. Аникина.* Типы серебряного оруденения Верхояно-Колымских мезозоид (геология, минералогия, генезис, металлогения) 113
- В.А. Трунилина, Ю.С. Орлов, С.П. Роев.* Состав магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса и его геодинамическая позиция 127
- А.И. Зайцев.* Моделирование этапов изотопной модификации мантии 137
- Указатель статей, опубликованных в журнале за 2003 г. 143

CONTENTS

Leonid M. Parfenov's scientific heritage 3

Tectonics and Geodynamics

L.M. Parfenov, N.A. Berzin, A.I. Khanchuk, G. Badarch, V.G. Belichenko, A.N. Bulgatov, S.I. Dril, G.L. Kirillova, M.I. Kuzmin, W.J. Nokleberg, A.V. Prokopiev, V.F. Timofeev, O. Tomurtogoo, H. Yang. A model for the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia 7

A.P. Smelov, V.F. Timofeev. Terrane analysis and the geodynamic model of the formation of the North Asian craton in the Early Precambrian 42

V.S. Imaev, L.P. Imaeva, B.M. Koz'min, V.V. Nikolaev, R.M. Semenov. Buffer seismogenic structures between the Eurasian and Amurian lithospheric plates in Southern Siberia 55

V.S. Oxman, A.V. Ganelin, S.D. Sokolov, O.L. Morozov, F.F. Tret'yakov, S.A. Silantiev. Ophiolite belts of the Arctic regions, Verkhoyansk-Chukotka orogenic area: a geodynamic model for their formation 62

G.E. Kaskevich. Transorogenic faults of East Yakutia and adjacent regions 76

Stratigraphy

R.V. Kutygin, I.V. Budnikov, A.S. Biakov, A.G. Klets, V.S. Grinenko. The reference section of the Dulgalah and Khalpirki horizons (Upper Tatarian substage) of the Western Verkhoyansk Region 82

Geodynamics, Magmatism, and Metallogeny

S.M. Rodionov. The geodynamics and metallogeny of tin in Eastern Russia 98

G.N. Gamyanin, N.A. Goryachev, N.S. Bortnikov, E. Yu. Anikina. Types of silver mineralization in Verkhoyansk-Kolima mesozoids (geology, mineralogy, genesis, and metallogeny) 113

V.A. Trunilina, Yu.S. Orlov, S.P. Roev. Composition of magmatic rocks of the Charky volcanic-plutonic belt, and its geodynamic setting 127

A.I. Zaitsev. Modeling of the stages of isotope modification of the mantle 137

Index of papers published in the journal in 2003 143

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24.02(51)

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин¹, А.И. Ханчук², Г. Бадарч³, В.Г. Беличенко⁴,
А.Н. Булгатов⁵, С.И. Дриль⁶, Г.Л. Кириллова⁷, М.И. Кузьмин⁶, У. Ноклеберг⁸,
А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томуртогов³, Х. Янь⁹

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

¹*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

²*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

³*Институт геологии и минеральных ресурсов Монгольской Академии наук,
г. Уланбаатар, Монголия*

⁴*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

⁵*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

⁶*Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск*

⁷*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск*

⁸*Геологическая служба США, Менло Парк, Калифорния*

⁹*Геологический исследовательский институт Цзилиньского университета, г. Чанчунь, Китай*

В контексте тектоники литосферных плит обоснована модель формирования позднерифейских, палеозойских и раннемезозойских орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии, обрамляющих Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны, а также мезозойских и кайнозойских орогенных поясов северо-западной окраины Тихого океана. Установлены системы независимых островных дуг позднерифейского, венд-кембрийского и силурийско-девонского возраста, аккреция которых к Северо-Азиатскому кратону завершилась формированием позднерифейских, раннепалеозойских и позднепалеозойских орогенных поясов. Формирование позднепалеозойско-раннемезозойских Монголо-Охотского и Солонкерского орогенных поясов связано с закрытием существовавших на их месте океанических бассейнов и субдукцией океанической коры под смежные континентальные окраины, на которых располагались надсубдукционные магматические дуги.

Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса северо-западной окраины Тихого океана формировались в процессе конвергенции плит палео-Тихого океана и Северной Азии. Взаимное сближение океанических и континентальных плит сопровождалось рифтогенезом, открытием и последующим закрытием малых океанических бассейнов в тылу активных континентальных окраин и островных дуг.

Формирование рассматриваемых в статье орогенных поясов сопровождалось крупными (в сотни и тысячи километров) продольными сдвиговыми перемещениями примерно параллельно границе континент–океан. Это определило многие характерные структурные особенности орогенных поясов: прямую или слабоизогнутую в плане форму, прерывистое распространение, линзовидное, выклинивающееся окончание, отсутствие, большей частью, характерных коллизионных гранитоидов и сопряженных с орогенными поясами краевых прогибов.

Ключевые слова: геодинамика, орогенный пояс, кратон, террейн, аккреция, Центральная и Северо-Восточная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

Построение модели формирования орогенного пояса, адекватно отражающей особенности его геологического строения, является важнейшей задачей тектонического исследования. Фундаментальные особенности эволюции Земли и формирования орогенных поясов, по крайней мере с позднего докембрия до современности, определяются концепцией тектоники литосферных плит. Поэтому модель должна не только соответствовать геологическим данным, но и отвечать принципам этой концепции. Главная ценность такой модели заключается в предсказательных возможностях. Ее анализ позволяет глубже понять строение орогенного пояса, взаимосвязь образующих его элементов и, самое главное, связать формирование пояса с устанавливаемыми в его пределах металлогеническими единицами и наметить потенциальные возможности открытия новых месторождений полезных ископаемых, в том числе не известных здесь ранее.

Орогенные пояса Центральной Азии, располагающиеся между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами, формировались с позднего докембрия вплоть до мезозоя; на Северо-Востоке Азии по периферии Тихого океана – в мезозое и кайнозое. За последние 20 лет предложено много моделей формирования этих структур [36, 37, 71, 79, 86, 93, 99, 130, 183, 185, 187, 189, 208], основывающихся на концепции тектоники литосферных плит. Однако, большей частью, они существенно различны, что связано с тем, что модель должна учитывать большое количество самых различных данных, многие из которых до сих пор отсутствуют. Для построения модели требуются не только данные по стратиграфии и структуре орогенного пояса, но и прецизионные геохронологические и геохимические данные о магматических образованиях, палеобиогеографические, палеомагнитные и многие другие. Особенно это касается орогенных поясов Центральной Азии, для которых представления о механизме формирования наиболее дискуссионны. Вслед за пионерными работами Л.П. Зоненшайна [36, 37], многие авторы основываются на представлении о прямом соответствии террейнов орогенных поясов палеотектоническим элементам (островным дугам, микроконтинентам и др.). В связи с этим, для каждого интервала времени намечаются многие самостоятельные островные дуги относительно небольшой протяженности, микроконтиненты и другие единицы. Предполагается широкое распространение экзотических террейнов, фрагментов суперконтинента Гондвана [71, 202]. Прямо противоположные представления высказаны А.М.Дж. Шенгером и Б.А. Натальным [189], которые вдоль юж-

ной окраины Сибири наметили единую гигантскую островную дугу, существовавшую с позднего докембрия и почти до конца мезозоя. Дуга продвигалась в направлении с востока на запад (в современных координатах), при этом фрагменты ее последовательно аккретировали к южной окраине Сибири, формируя орогенные пояса различного возраста.

В отличие от ранее опубликованных моделей, в предлагаемой мы попытались проанализировать формирование каждого орогенного пояса, начиная с позднего докембрия и вплоть до современности, в контексте тектонической эволюции всего обрамления Северо-Азиатского кратона и северо-западной периферии Тихого океана и определить, насколько закономерности формирования орогенных поясов обрамления Тихого океана приложимы к внутриконтинентальным орогенным поясам.

В начале 80-х годов на основе детальных исследований на Аляске и в Кордильерах Северной Америки было установлено, что орогенные пояса различного возраста представляют собой коллаж или мозаику ограниченных разломами блоков земной коры, различающихся по своему строению и истории геологического развития, которые получили название террейнов [137, 150, 143, 144]. Террейны являются фрагментами более крупных тектонических образований: островных дуг, аккреционных клиньев, кратонов, активных и пассивных континентальных окраин и др. Аккреция и коллизия континентов, в результате которых формировались орогенные пояса, сопровождалась крупными надвиговыми и сдвиговыми перемещениями. При этом происходило расчленение крупных тектонических единиц и последующее совмещение образованных фрагментов разнородных и разнотипных образований в новой структуре. В связи с этим, очевидно, что построению модели формирования орогенного пояса и палеотектоническим реконструкциям должна предшествовать большая и кропотливая работа по выделению террейнов, их взаимной корреляции, установлению их геодинамической природы и т.п., или террейновый анализ [84].

Такая работа была проведена в рамках 2-х международных проектов по тектонике, геодинамике и металлогении 1) севера тихоокеанского обрамления, 1988–1996 гг. [183]; <http://minerals.usgs.gov/west/projects/majdeps.html>, 2) Центральной и Северо-Восточной Азии, 1997–2003 гг. (<http://minerals.usgs.gov/west/projects/minres.html>). В рамках проектов составлены геодинамические карты масштаба 1:5 000 000 террейнов, перекрывающих и “сшивающих” их образований различной геодинамической природы и возраста, с краткими объяснительными записками.

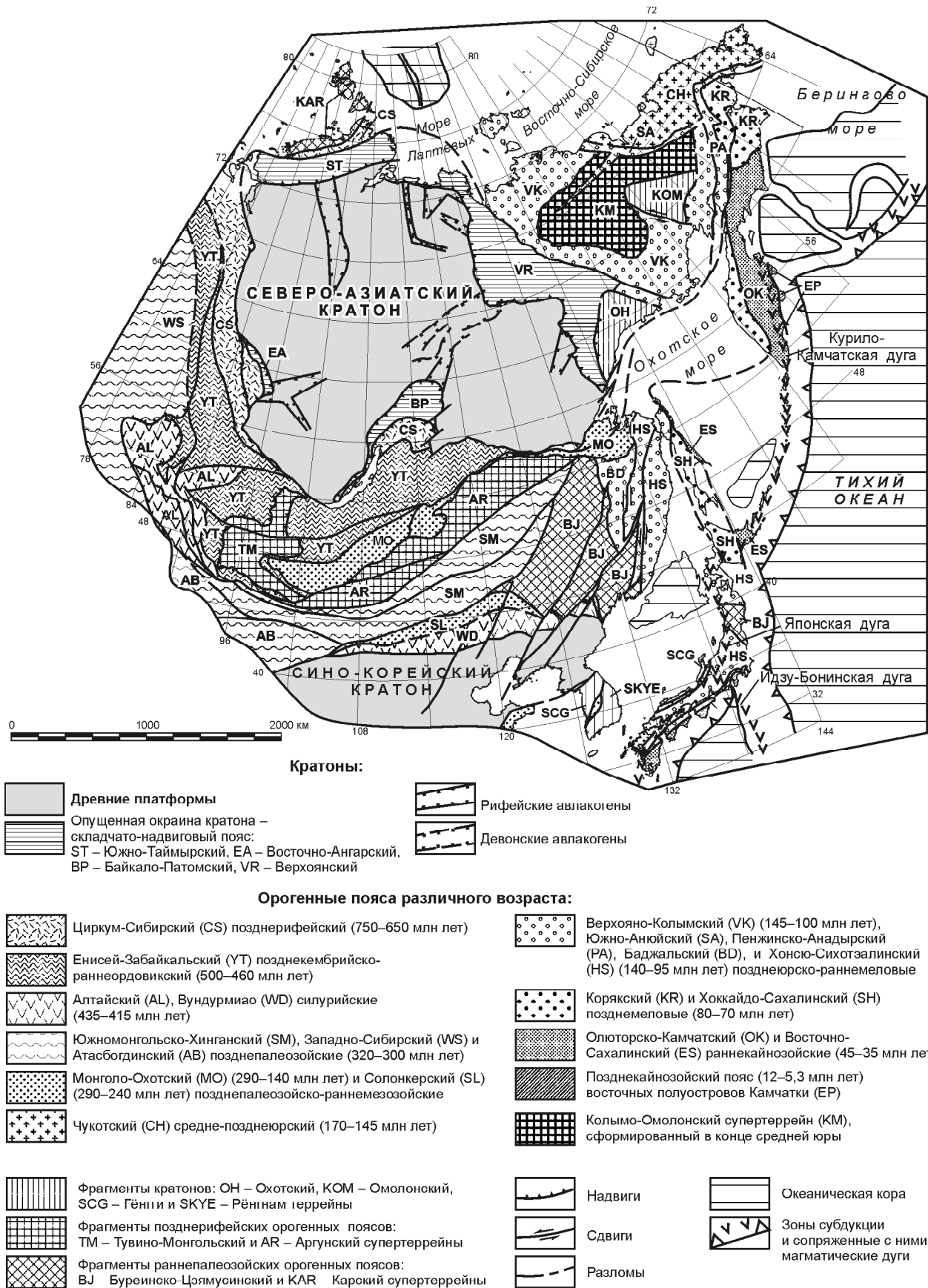


Рис. 1. Карта кратонов и орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии.

Все эти материалы положены в основу предлагаемой модели формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии.

КРАТОНЫ И ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА

В пределах Центральной и Северо-Восточной Азии располагаются Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны и орогенные пояса, имеющие возраст от позднего рифея до кайнозоя, которые обрамляют кратоны и северо-западную окраину Тихого океана (рис. 1).

Кратон – сформированный в позднем докембрии в результате распада протерозойского суперконтинента Родиния крупный (тысячи километров в поперечнике) жесткий изометричный угловатый континентальный блок – протоконтинент, являющийся ядром современного континента. Кратон имеет двухъярусное строение и состоит из фундамента, сложенного метаморфическими породами, преимущественно раннедокембрийского возраста, и чехла, представленного осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами. Кратон включает древнюю платформу, которая занимает центральную, относительно приподнятую большую его часть, и опущенные окраины (перикратонные опускания), представленные складчато-надвиговыми поясами, сформированными на едином с древней платформой фундаменте.

Северо-Азиатский кратон – древнее жесткое ядро Северной Азии – протоконтинент, который увеличивался в размерах, последовательно обрастая все более молодыми орогенными поясами. В составе фундамента кратона наряду с гранит-зеленокаменными образованиями с возрастом 2600–3300 млн лет и гранулитовыми поясами с возрастом метаморфизма около 2000 млн лет выделены ранне-среднерифейские орогенные пояса с возрастом 1400–1100 млн лет [104]. В пределах раннедокембрийских блоков фундамента кратона в основании разреза чехла установлены распространенные ограниченно ранне- и средне-рифейские отложения (1600–1000 млн лет). Вендские отложения плащеобразно перекрывают большую часть фундамента кратона и определяют верхний предел времени окончательной его стабилизации (около 650 млн лет). Согласно палеомагнитным данным, рифейские, вендские и нижнепалеозойские отложения формировались вблизи экватора и в субтропической зоне [117], что определило широкое присутствие в их составе карбонатных пород. Распространенные ограниченно девонские отложения, представленные красноцветными породами с эвапоритами, накапливались в условиях аридного климата

на умеренных широтах [160]. Верхнепалеозойские и мезозойские отложения состоят исключительно из терригенных сероцветных пород, отлагавшихся в гумидной зоне высоких широт.

Северо-Азиатский кратон включает Сибирскую платформу, которая занимает большую его площадь и характеризуется преимущественно субгоризонтальным залеганием образований чехла, и опущенные его окраины. Последние сложены главным образом толщами, которые связаны постепенными переходами с синхронными отложениями платформы, отличаясь от них большей (в несколько раз) мощностью. По мере удаления от платформы возрастает мощность осадков, вплоть до появления глубоководных гемипелагических отложений, увеличивается полнота стратиграфического разреза. Эти осадки образуют гигантский клин, сформированный на пассивной окраине континента и располагающийся на едином с Сибирской платформой фундаменте. Деформационная структура отложений опущенных окраин кратонов определяется линейными складками и надвигами, которые на глубине сопряжены с пологими срывами, параллельными поверхности фундамента. Поэтому опущенные окраины кратонов принято определять как складчато-надвиговые пояса, сформированные на месте пассивных окраин континента.

Если принимать, что Северо-Азиатский кратон возник в конце докембрия в результате распада суперконтинента Родинии, то ниже-среднерифейские отложения складчато-надвиговых поясов, строго говоря, мы не вправе рассматривать в качестве образований опущенных окраин кратона. Это более древние толщи, которые накапливались в узких зонах по периферии раннедокембрийских континентальных блоков или между ними (в авлакогенах). При распаде Родинии эти зоны были благоприятными для дальнейшего разрушения литосферы и раздвижения сиалических блоков. В результате эти образования оказались на окраинах обособившегося в позднем рифее Северо-Азиатского кратона. На окраинах кратона в позднем рифее накапливались карбонатно-терригенные толщи повышенной мощности. На одних участках они практически без перерыва и структурного несогласия перекрыли ниже-среднерифейские отложения (Байкало-Патомская область); в других районах им предшествовали деформации, магматизм и метаморфизм (Енисейский кряж); в третьих (Присянье и Прибайкалье) ниже-среднерифейские отложения отсутствуют, а слабоизмененные верхнерифейские породы резко несогласно перекрывают метаморфические и магматические комплексы раннего докембрия.

По периферии Северо-Азиатского кратона выделяются Верхоянский, Байкало-Патомский, Восточно-Ангарский и Южно-Таймырский складчато-надвиговые пояса. Их обычно рассматривают в качестве внешних зон смежных орогенных поясов. Вместе с тем, деформации в пределах складчато-надвиговых поясов происходили не только одновременно с формированием примыкающих к ним орогенных поясов, но и существенно позднее, местами спустя несколько сотен миллионов лет, в связи с формированием более молодых орогенных поясов, располагающихся на значительном (сотни километров) от них расстоянии. Примером может служить Байкало-Патомский складчато-надвиговой пояс, сложенный преимущественно рифейскими отложениями. Первые деформации в его пределах имели место в конце позднего рифея, в связи с причленением к кратону позднерифейской островной дуги и формированием Циркум-Сибирского орогенного пояса. Наряду с дислокациями этого возраста, в пределах Байкало-Патомского пояса проявились раннепалеозойские деформации, сопровождавшиеся метаморфизмом и гранитоидным магматизмом с возрастом 420 ± 30 млн лет (Rb-Sr метод) [39], которые следует связывать с формированием располагающегося южнее раннепалеозойского Енисей-Забайкальского орогенного пояса. На северо-западном фланге Байкало-Патомского пояса известен Мамский зональный (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) метаморфический пояс, метаморфизм и гранитоиды которого датируются Pb-Pb термометрическим методом по циркону в 405 ± 195 и в 328 ± 125 млн лет [74]. Предполагается, что деформации Байкало-Патомского пояса этого возраста синхронны с формированием расположенной к северо-западу от него Непской складчатой зоны [61].

От складчато-надвиговых поясов отходят поперечные к ним линейные рифейские грабенообразные прогибы – авлакогены, затухающие в пределах Сибирской платформы. Рифейские авлакогены представляют собой недоразвившиеся ветви трехлучевых рифтов, которые предопределили раскол протерозойского суперконтинента Родиния и формирование Северо-Азиатского кратона. На восточной окраине кратона, наряду с рифейскими авлакогенами, устанавливаются девонские авлакогены, сопровождающиеся протяженными роями базитовых даек [18]. Девонский рифтогенез определил отчленение в начале карбона от восточной окраины кратона нескольких крупных блоков и формирование между ними Оймяконского малого океанического бассейна [80].

Отличительной особенностью Сибирской платформы является наличие в ее пределах упомянутой

выше Непской складчатой зоны позднепалеозойского возраста. Зона протягивается в северо-восточном направлении на 1000 км при ширине 250 км перед северо-западным флангом Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. Для нее характерны пологие надвиги и дуплексы, сопряженные на глубине с субгоризонтальными срывами по соленосным горизонтам нижнего кембрия. Непская зона во многом сходна с Юрской зоной, располагающейся перед фронтом Французских Альп.

Представление о Северо-Азиатском кратоне введено в начале 60-х годов прошлого столетия Ю.А. Косыгиным с соавторами [56] и получило в то время достаточно широкую поддержку, но в последующем было в значительной степени утрачено. В последние годы кратон часто выделяется под другим собственным названием: Сибирский кратон [111, 191], Ангарский кратон [189] и др. В связи с этим необходимо заметить: 1) по правилам приоритета мы должны предпочесть термин “Северо-Азиатский кратон” и 2) понятия “платформа” и “кратон” не являются синонимами, необходимо сохранить как понятие “Северо-Азиатский кратон”, так и “Сибирская платформа”.

Сино-Корейский кратон в пределах рассматриваемой территории представлен своей северо-восточной окраиной. Фундамент кратона сложен гранит-зеленокаменными образованиями, которые датируются в 2500–2600 млн лет, гранулитовыми орто- и парапородами и тоналит-трондьемитами архейского возраста (древнейшие образования датируются в 3800 млн лет [171]). На архейских породах несогласно залегают вулканогенно-осадочные образования, метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, которые датируются в 2000–1400 млн лет и традиционно рассматриваются китайскими геологами в качестве второго структурного яруса фундамента кратона [136, 172, 204].

Складчато-надвиговые пояса, аналогичные сибирским, на северо-восточной окраине Сино-Корейского кратона не известны. Чехол распространен фрагментарно и представлен прибрежными и мелководными морскими обломочными и карбонатными отложениями неопротерозоя, венда (синия), кембрия, нижнего и среднего ордовика [136, 196]. Залегающие выше верхнекаменноугольные и пермские отложения представлены преимущественно континентальными и реже мелководными морскими обломочными и карбонатными породами. Характерны угли и бокситы. Распространенные локально триасовые отложения представлены аллювиальными и озерными накоплениями.

Согласно палеомагнитным данным, в докембрии и раннем палеозое Сино-Корейский кратон, так же как и Северо-Азиатский, находился в низких широтах, но их взаимное положение трактуется по-разному. Одни авторы полагают, что оба кратона располагались относительно недалеко друг от друга и испытывали лишь разнонаправленные вращения [187]. Согласно реконструкциям К. Скотиса [188], Сино-Корейский кратон в это время находился в северном полушарии вблизи западной окраины Восточной Гондваны, а Северо-Азиатский кратон – в южном полушарии недалеко от Западной Гондваны.

Присутствие бокситов и латеритных кор выветривания в составе верхнепалеозойских отложений Сино-Корейского кратона определенно указывает на его положение в это время в низких широтах, что подтверждается и палеомагнитными данными, согласно которым кратон в конце палеозоя–начале мезозоя находился на 10° – 20° с.ш. [165].

Орогенный пояс – совокупность деформационных структур, возникающих на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или при столкновении (коллизии) континентальных блоков. Орогенные пояса протягиваются на тысячи километров при ширине обычно в сотни километров. Изредка отмечаются пояса шириной в десятки километров, постепенно сужающиеся и выклинивающиеся по простиранию. Рассматриваемые в статье орогенные пояса, большей частью, существенно отличаются по своему строению от классического коллизионного орогенного пояса, описываемого в учебниках, например в [142, 197]. Для них характерно: прямолинейная или слабоизогнутая в плане, саблевидная форма, прерывистость по простиранию, линзовидное выклинивающееся окончание, отсутствие, большей частью, характерных коллизионных гранитоидов и сопряженных с орогенными поясами краевых прогибов.

Время формирования орогенного пояса как деформационной тектонической единицы определяется в интервале между возрастом наиболее молодых образований, входящих в его состав, и возрастом несогласно перекрывающих пояс, значительно более слабо деформированных образований, а также по возрасту орогенного гранитоидного магматизма.

Рассматриваемые орогенные пояса существенно отличаются друг от друга по своему строению и набору слагающих их террейнов различного типа, но все они содержат в своем составе террейны аккреционного клина, с которыми сопряжены надсубдукционные магматические дуги, представленные остро-

водужными террейнами и (или) примыкающими к орогенным поясам активными континентальными окраинами.

Орогенные пояса, обрамляющие юго-западную окраину Северо-Азиатского кратона, при удалении от него становятся более молодыми, от позднерифейских до среднепалеозойских (рис. 1), что является результатом последовательной аккреции все более молодых островных дуг и других террейнов различного типа.

Циркум-Сибирский позднерифейский орогенный пояс протягивается прерывистой цепочкой вдоль юго-западной, западной и северной окраин Северо-Азиатского кратона [112]. В состав пояса входят преимущественно островодужные террейны позднерифейского возраста, а также небольшие террейны, сложенные раннедокембрийскими образованиями (Гарганский, Муйский, Канский и др.). Террейны с угловым несогласием перекрыты вендскими и кембрийскими отложениями, а местами также толщами верхов верхнего рифея того же типа, что и на Сибирской платформе, но существенно большей мощности.

Енисей-Забайкальский позднекембрийско-раннеордовикский орогенный пояс образован вендско-раннекембрийскими террейнами аккреционного клина, представленными преимущественно офиолитами с глаукофановыми сланцами, а также островодужными образованиями и вулканогенно-осадочными отложениями задуговых бассейнов. Характерны пояса зонально метаморфизованных (до гранулитовой фации) пород, датированных в 480–485 млн лет [10, 27, 57]. Время формирования орогенного пояса определяется несогласным залеганием ордовикско-силурийских флишевых и молассовых отложений, а также широко проявленным раннеордовикским зональным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом.

Алтайский позднесилурийский орогенный пояс характеризуется вендско-раннекембрийскими островодужными террейнами и террейнами аккреционного клина того же типа, что и в более древнем раннепалеозойском поясе, а также мощными толщами кембрийских и ордовикских турбидитов, сформированных на континентальном склоне и его подножии. Время формирования орогенного пояса определяется угловым несогласием в основании верхнесилурийских или девонских отложений и орогенным гранитоидным магматизмом доэмского возраста [25].

Южномонгольско-Хинганский позднепалеозойский орогенный пояс сложен островодужными

террейнами и террейнами активной континентальной окраины миссисипского, девонского, силурийского и местами ордовикского возраста, а также террейнами аккреционного клина [162]. Пенсильванские и пермские образования представлены преимущественно континентальными толщами.

Западно-Сибирский позднепалеозойский орогенный пояс является северным продолжением Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса. Согласно буровым и геофизическим данным, он протягивается под чехлом кайнозойских и мезозойских отложений Западной Сибири широкой долготной полосой до побережья Карского моря, где соединяется с близким по возрасту Уральским орогенным поясом [102, 103]. Орогенез в пределах Западно-Сибирского пояса начался на рубеже миссисипия и пенсильвания и продолжался до конца перми–начала триаса. С ним связано формирование угленосных моласс и внедрение пермско-триасовых гранитоидов. Близкие по возрасту орогенические события, сопровождавшиеся гранитным магматизмом, происходили в пределах Центрального и Северного Таймыра в зоне, являющейся, возможно, ответвлением Западно-Сибирского пояса.

Атасбогдинский позднепалеозойский орогенный пояс является юго-восточным продолжением Джунгаро-Балхашского орогенного пояса. В пределах рассматриваемой территории пояс сложен островодужными образованиями девона и карбона, которые местами подстилаются ордовикскими и силурийскими отложениями и с угловым несогласием перекрыты пермскими угленосными накоплениями [90, 92, 100, 187].

Солонкерский (по-китайски Солонский или Солоншаньский) позднепалеозойско-раннемезозойский орогенный пояс, образованный миссисипскими офиолитами и пермскими островодужными образованиями, выделен на крайнем юге Монголии [6, 95, 127]. В отложениях известны остатки тетической фауны. Китайскими геологами пояс прослежен до побережья Японского моря [133], где его продолжением являются пермские аккреционный клин с офиолитами и островодужные образования в районе г. Чхонжин в Северной Корее [141, 153]. Далее пояс протягивается в юго-западную Японию [153]. Некоторые авторы считают, что пояс соединяется с аккреционным поясом Имджиганг Корейского полуострова, располагающимся на продолжении орогенного пояса Киплинг – Даби-Сулу, разделяющего Сино-Корейский кратон и кратон Янцзы [211].

Раннепалеозойский орогенный пояс Вундурмиао протягивается вдоль северной окраины Сино-Корейского кратона. Пояс образован рифейско-кемб-

рийскими офиолитами и метаморфическими сланцами, а также ранне- и среднеордовикскими островодужными образованиями, которые интродуцированы гранодиоритами с U-Pb возрастом 466 млн лет и несогласно перекрыты силурийскими обломочными отложениями [134, 145, 167].

Монголо-Охотский позднепалеозойско-раннемезозойский орогенный пояс, образованный преимущественно террейнами аккреционного клина средне-позднепалеозойского и раннемезозойского возраста, занимает осевое положение в структурах Центральной Азии [85]. В его составе предполагаются островодужные образования раннемезозойского возраста [23, 30, 37]. Формирование пояса в районе западного его окончания датируется концом пенсильвания [37]. В восточном направлении возраст пояса становится последовательно более молодым: ранне-среднеюрским в Восточном Забайкалье и среднеюрским на восточном его окончании, где пояс сливается с мезозойскими орогенными поясами восточной окраины Северной Азии. Такое положение Монголо-Охотского пояса указывает на то, что формирование орогенных поясов Центральной Азии нельзя рассматривать изолированно, в отрыве от тектонической эволюции тихоокеанского обрамления.

Верхояно-Колымский позднеюрско-неокомовый орогенный пояс образован террейнами аккреционного клина, сложенными преимущественно юрскими турбидитами, которые сопряжены с позднеюрской Уяндино-Ясачненской магматической дугой на окраине Колымо-Омолонского супертеррейна. В состав пояса входят также кратонные и миогеоклинальные террейны [79]. Время формирования структуры определяется, прежде всего, возрастом гранитоидного орогенного магматизма. Гранитоиды слагают протяженный Главный батолитовый пояс и ^{40}Ar - ^{39}Ar методом датированы в 145–135 млн лет [164].

Южно-Ануйский и Пенжинско-Анадырский среднемиловые орогенные пояса включают террейны аккреционного клина и островодужные образования позднеюрско-неокомового возраста, несогласно перекрытые позднеальбскими и позднемиловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса.

В **Чукотском средне-позднеюрском орогенном поясе** распространены флишевые отложения перми, триаса и нижней юры, которые с угловым несогласием перекрыты полого залегающими волжскими и нижнемиловыми образованиями [78].

Корякский позднемиловой орогенный пояс образован островодужными, турбидитовыми террейнами и террейнами аккреционного клина позднеюрско-

го и раннемелового возраста, которые несогласно перекрыты маастрихтскими и эоцен-олигоценными осадочными, в том числе грубообломочными, и вулканогенно-осадочными образованиями [98].

Олюторско-Камчатский раннекайнозойский орогенный пояс сложен островодужными и флишевыми террейнами и террейнами аккреционного клина позднемелового и палеоценового возраста, которые несогласно перекрыты позднеэоценовыми, олигоценными и миоценовыми образованиями [82].

Позднекайнозойский орогенный пояс Восточных полуостровов Камчатки представлен коньяк-палеоценовыми островодужными с фрагментами офиолитов образованиями [34], которые с угловым несогласием перекрыты полого залегающими плиоценовыми вулканитами.

Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса юга российского Дальнего Востока и Японских островов также становятся последовательно более молодыми по направлению к Тихому океану.

Баджальский позднеюрско-неокомовый орогенный пояс сложен образованиями аккреционного клина, которые представлены преимущественно юрскими турбидитами с фрагментами пенсильванских и пермских известняков и кремней с остатками тетической фауны, позднетриасовых и юрских кремней и кремнистых сланцев и небольшими линзами базальтов [73, 119, 179]. Все эти образования несогласно перекрыты аптскими угленосными отложениями с многочисленными остатками флоры.

Хонсю-Сихотэалинский среднемеловой орогенный пояс сложен раннемеловыми породами аккреционного клина, флишем и островодужными образованиями. Пояс несогласно перекрыт пологозалегающими позднеальбскими и более молодыми вулканитами Восточно-Сихотэалинского вулканоплутонического пояса и его продолжения на о. Хонсю [46, 73, 79, 97, 113, 114, 153, 157, 175, 176, 180, 209].

Хоккайдо-Сахалинский позднемеловой орогенный пояс образован позднемеловыми флишевыми толщами Западного Сахалина и Хоккайдо, сформированными в преддуговой прогибе Восточно-Сихотэалинской магматической дуги, и сопряженными с ними с востока образованиями аккреционного клина с фрагментами офиолитов, глаукофановых сланцев, позднеюрских и раннемеловых известняков с остатками тетических рифовых кораллов [38, 113, 114, 155, 181].

Восточно-Сахалинский раннекайнозойский орогенный пояс сложен островодужными образованиями сантон-среднеэоценового возраста и, вероятно, образованиями аккреционного клина, которые трасси-

руются линейными положительными магнитными аномалиями на шельфе восточнее о. Сахалина [22, 114, 154, 182]. Время аккреции островной дуги к континенту и формирование орогенного пояса датируется возрастом внедрения гранитоидов около 40 млн лет.

В ансамбле орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии устанавливаются крупные (сотни километров), ограниченные разломами изометричные и линейные блоки, сложенные более древними породами, чем обрамляющие их орогенные пояса. В прошлом такие блоки выделяли как срединные массивы. Однако они имеют различную природу, и объединять их под одним названием нецелесообразно. Кроме того, некоторые из них располагаются вдоль границы орогенного пояса с кратоном. Среди таких блоков устанавливаются фрагменты кратонов (*Охотский и Омолонский террейны* на северо-востоке Азии, *террейны Гёнгни и Рённам* Корейского полуострова [210]) и супертеррейны 2-х типов: 1) фрагменты позднерифейских и раннепалеозойских орогенных поясов и 2) представляющие собой коллаж террейнов, амальгамированных в одну тектоническую единицу до их аккреции к кратону.

Фрагментами позднерифейских орогенных поясов являются *Тувинно-Монгольский супертеррейн, Байдрагский кратонный и Дзабханский островодужный террейны*, располагающиеся на западном замыкании Монголо-Охотского орогенного пояса, а также *Аргунский супертеррейн*, локализующийся между Монголо-Охотским и Южномонгольско-Хинганским орогенными поясами. В их строении участвуют офиолиты и островодужные образования позднерифейского возраста, а также кристаллические сланцы и гнейсы раннедокембрийского возраста (Байдрагский террейн) [69, 158]. Эти образования, как и в Циркум-Сибирском орогенном поясе, несогласно перекрыты вендскими и кембрийскими отложениями с остатками фауны алтае-саянского типа [105]. Предполагается, что Тувинно-Монгольский и Аргунский супертеррейны были отчленены от южной окраины Сибирского континента в посткембрийское время в результате правосторонних сдвигов и при раскрытии Монголо-Охотского океанического бассейна, что объясняет отсутствие кембрийских органических остатков в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса.

Буреинско-Цзямусинский супертеррейн, располагающийся между восточным окончанием Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса, Солонкерским и Баджальским орогенными поясами, является фрагментом раннепалеозойского орогенного пояса. Он сложен морскими мелководными обломочными и карбонатными породами позднего докембрия, кемб-

рия и ордовика. В составе позднедокембрийских отложений отмечаются вулканические породы пестрого состава. Широко распространены метаморфические породы амфиболитовой и гранулитовой фаций, которые в прошлом считались глубоким докембрием. В последние годы возраст гранулитового метаморфизма определен в 480–500 млн лет U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) [200]. Все эти образования интродуцированы кембрийско-ордовикскими гранитоидами и несогласно перекрыты девонскими отложениями [58, 194, 201, 202, 214]. Предполагается, что Буреинско-Цзямусинский супертеррейн представляет собой фрагмент Гондваны, который был аккретирован к Сино-Корейскому кратону в поздней перми [201] и соединился с Сибирью в поздней юре после закрытия Монголо-Охотского океана [213]. Вместе с тем, нельзя исключать сибирское происхождение Буреинско-Цзямусинского супертеррейна. Он может оказаться фрагментом Енисей-Забайкальского орогенного пояса, в пределах которого известны проявления гранулитового метаморфизма раннепалеозойского возраста и кембрийско-ордовикские гранитоиды [3, 43]. Археоциатовая фауна кембрийских отложений террейна сходна с фауной Алтае-Саянской области [7]. Буреинско-Цзямусинский супертеррейн мог быть отчленен от Сибири вместе с фрагментами Циркум-Сибирского позднепермского орогенного пояса при заложении Монголо-Охотского океана.

Карский супертеррейн, примыкающий к северной окраине Северо-Азиатского кратона и Циркум-Сибирскому позднепермскому орогенному поясу, также, возможно, является фрагментом раннепалеозойского орогенного пояса. Он образован преимущественно позднепермскими турбидитами, в различной степени метаморфизованными (до амфиболитовой фации) [14]. На островах Северной Земли в верхах турбидитов известны находки остатков кембрийской и раннеордовикской фауны [4]. Турбидиты с угловым несогласием перекрыты ордовикско-девонскими прибрежно-морскими и континентальными отложениями. Время аккреции супертеррейна к кратону определяется возрастом двуслюдяных и биотит-амфиболовых гранитов и гранодиоритов, датированных U-Pb методом в 264 млн лет, а Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar – в 252–258 млн лет. Гранитоиды слагают протяженный пояс, который под косым углом пересекает супертеррейн и окраину Циркум-Сибирского позднепермского орогенного пояса [5, 14, 15, 16, 109].

Колымо-Омолонский супертеррейн – угловатый, изометричных очертаний блок, располагается в пределах так называемой Колымской структурной петли [37] и обрамляется с севера, юго-запада и во-

стока Верхояно-Колымским орогенным поясом. Формирование супертеррейна связывается с амальгамацией террейнов континентального и океанического происхождения с Алазейской островной дугой [104]. Позднебатские и позднеюрско-неокомовые, относительно слабо деформированные толщи залегают с угловым несогласием на образованиях различного типа и возраста от раннемезозойских до докембрийских.

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛИ

При разработке основанных на концепции тектоники литосферных плит моделей формирования позднедокембрийских и фанерозойских орогенных поясов определяющим является принцип актуализма. В соответствии с ним можно предполагать, что островные дуги, ископаемые фрагменты которых устанавливаются в большинстве орогенных поясов, в прошлые геологические эпохи протягивались на многие тысячи километров, обрамляя древние континенты, подобно современным дугам восточной окраины Азии. При формировании орогенных поясов в процессе аккреции островных дуг к континентам некогда единые островные дуги были расчленены на фрагменты, разобщены на значительные расстояния и часто переориентированы. В хорошо изученных орогенных поясах, например в Кордильерах Северной Америки, устанавливается, что разобщение тектонических элементов орогенных поясов может происходить и после аккреции островных дуг, главным образом, в результате перемещений по продольным сдвигам на сотни и тысячи километров, проходящим примерно параллельно границе континент – океан [177, 183, 186]. Аналогичный механизм действовал и при формировании структуры Центральной Азии [9, 130, 190]. В связи с этим, возникает задача корреляции террейнов, прежде всего островодужных, установление сопряженных с ними аккреционных клиньев, восстановление прежде единой островной дуги и определение ее положения относительно смежного континента на основе палеомагнитных, палеобиогеографических, структурных и других данных.

Вряд ли можно сомневаться в первостепенном значении для палеотектонических построений палеомагнитных данных. Однако эти данные, особенно единичные, даже полученные в лучших отечественных и зарубежных лабораториях и прошедшие основные тесты палеомагнитного анализа, нельзя принимать как абсолютные. Ранее уже обращалось внимание [85] на резкое расхождение между палеомагнитными и палеобиогеографическими данными по пермским отложениям центральных районов Монго-

ло-Охотского орогенного пояса. Ниже будут приведены и другие подобные примеры.

Модель формирования орогенного пояса должна не только показывать взаимное расположение составляющих его тектонических элементов относительно друг друга и смежного кратона в различные интервалы времени, но и раскрывать кинематику его образования и определять причины главных деформационных событий.

Этим принципам наиболее полно соответствует модель формирования разновозрастных орогенных поясов Центральной Азии, предложенная А.М.Дж. Шенгёром и Б.А. Натальным [189, 190]. Авторы выделяют островную дугу, которая протягивалась в широтном направлении (в современных координатах) на несколько тысяч километров примерно параллельно южной окраине Сибири и существовала с позднего докембрия до середины мезозоя. Формирование орогенных поясов они связывают с продвижением дуги с востока на запад (в современных координатах) и последовательным причленением ее западных фрагментов к южной окраине Северо-Азиатского кратона. Данная модель вызывает возражения, касающиеся ее содержательной части. В структурах Центральной Азии отсутствуют островодужные террейны и ископаемые активные континентальные окраины, которые развивались бы с позднего докембрия до мезозоя и существование которых следует предполагать в соответствии с обсуждаемой моделью. Напротив, устанавливаются островодужные террейны нескольких возрастных групп: 1) позднерифейские, 2) вендско-раннекембрийские, из которых только Салаирский терреин Салаирского кряжа содержит вендские, кембрийские и раннеордовикские образования и 3) силурийско-девонские, местами включающие также миссисипские образования. Следует полагать, что террейны каждой возрастной группы образовывали самостоятельные системы островных дуг, которые после их аккреции к континенту вошли в состав разновозрастных орогенных поясов. Наряду с островодужными образованиями, устанавливаются ископаемые активные континентальные окраины вендского, позднепалеозойского, позднепалеозойско-раннетриасового и познетриасово-раннемелового возраста, которые протягиваются вдоль границ с близкими с ними по возрасту орогенными поясами.

А.М.Дж. Шенгёр и Б.А. Натальин справедливо обратили внимание на определяющее значение крупных продольных сдвиговых перемещений в формировании орогенных поясов Центральной Азии. Сдвиговая природа наиболее крупных разло-

мов Горного Алтая, Восточного Саяна, Сихоте-Алиня была установлена еще в 60-ые годы прошлого столетия [8, 40, 59]. В позднерифейских и раннепалеозойских орогенных поясах Алтае-Саянской области в последние годы устанавливаются сдвиги раннемезозойского, позднепалеозойского и девонского возраста. Перемещения по некоторым из них оцениваются в сотни и даже тысячи километров [9, 12, 17, 120, 131]. Ранее были приведены доказательства крупных левосторонних сдвиговых перемещений, определяющих структуру Монголо-Охотского орогенного пояса [85, 208]. Существование продольных левосторонних перемещений вдоль Монголо-Охотского орогенного пояса, обусловленных продвижением к востоку (в современных координатах) палеозойских орогенных поясов, расположенных к югу от Монголо-Охотского пояса, подкрепляется палеомагнитными данными [159].

Палеомагнитные данные свидетельствуют о вращении Северо-Азиатского кратона против часовой стрелки в позднем докембрии и раннем палеозое и по часовой стрелке, начиная с силура и почти до конца мезозоя [86]. В последнее время обосновывается точка зрения, согласно которой кратон, начиная с раннего кембрия, вращался только по часовой стрелке [42]. В соответствии с этим, в орогенных поясах, обрамляющих кратон, следует ожидать преобладания левых сдвигов различного возраста. Вместе с тем, вблизи южной окраины Северо-Азиатского кратона по геологическим данным устанавливаются правосторонние сдвиги ранне- и среднепалеозойского возраста [129]. Противоречие между направлением вращения кратона и кинематикой смещений по сдвигам на самом деле может быть кажущимся, если допустить, что в среднем палеозое океаническая плита вместе с террейнами перемещалась в том же направлении, что и Сибирский континент, но с большей скоростью. После коллизии в условиях стесненности пространства поворот Сибирского континента приводил к трансформации правых сдвигов в левые и к заложению новых сдвигов с левосторонним смещением.

ФОРМИРОВАНИЕ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И ФАНОРОЗОЕ

История формирования орогенных поясов раскрывается через серию палеотектонических схем, составленных на определенные временные срезы, от позднего докембрия до современности. Срезы строились последовательно от молодых к более древним, снимая, по возможности, эффект молодых деформаций, наложенных на ранее стабилизированные

структуры. Первостепенное значение придавалось восстановлению взаимного положения террейнов до их перемещения по крупным продольным сдвигам. Реконструкция среднепалеозойской Южномонгольской-Хинганской островной дуги Центральной Азии основана на предположении, что Южно-Монгольский орогенный пояс в целом представляет собой некогда единую островную дугу, сдуплексированную по левосторонним сдвигам.

Формирование мезозойских и кайнозойских орогенных поясов Северо-Востока Азии было рассмотрено ранее [83, 183], и эти данные с добавлениями и уточнениями использованы в приводимых ниже палеотектонических схемах. Кроме того, были учтены глобальные палеотектонические реконструкции К. Скотиса [188].

В позднем рифее (1000–650 млн лет) (рис. 2) вдоль северной, западной и южной периферии Сибирского континента устанавливается прерывистая цепочка островных дуг [112, 151, 152]. По данным [151, 161], Дунжугурская островная дуга, включающая офиолиты с возрастом 1000 млн лет, причленяется к Гарганскому блоку и прорывается Сумсунурским тоналитовым массивом с возрастом 800 млн лет. Верхнерифейские островодужные образования, известные на Таймыре, Енисейском Кряже, в Восточном Саяне и Северном Забайкалье, ассоциируют с офиолитами и бонинитами, что свидетельствует о заложении островных дуг на океанической коре [26, 161, 198]. Изотопными методами островодужные образования датированы в 740–730 млн лет (Таймыр), 670 млн лет (Енисейский кряж) и 920–770 млн лет (Северное Забайкалье) [41, 55]. Палеомагнитные данные отсутствуют. Поэтому положение дуг относительно континента неизвестно. Неизвестна, большей частью, и полярность этих дуг.

Л.П. Зоненшайн с соавторами [37] сравнивали верхнерифейские островодужные образования Таймыра с подобными образованиями Полярного Урала и фундамента Печорской впадины и на этом основании предполагали их экзотическое происхождение. Они полагали, что Центрально-Таймырский супертеррейн, в состав которого входят верхнерифейские островодужные образования, и расположенный севернее Карский террейн соединились в конце палеозоя и уже после этого совместно были аккретированы к Сибирскому континенту в конце поздней юры. Положение верхнерифейских островодужных образований Таймыра в обрамлении Северо-Азиатского кратона, аналогичное подобным образованиям Енисейского Кряжа, Восточного Саяна и Северного Забайкалья, склоняет нас к представлению об их си-

бирском происхождении [112, 152]. Вместе с тем, однозначное решение данного вопроса невозможно без получения дополнительных, прежде всего палеомагнитных, данных.

Байкало-Муйская энсиматическая островная дуга, сопряженная с зоной субдукции, наклоненной в сторону от континента, устанавливается на севере Забайкалья [130]. Аккреционный клин дуги представлен Олоkit-Делюнуранским террейном, располагающимся (в современных координатах) к северу от нее.

Аккреция позднерифейских островных дуг к окраине Сибирского континента и формирование Циркум-Сибирского позднерифейского орогенного пояса завершились в предвендское время. Как отмечалось выше, вендские и кембрийские отложения, сходные с одновозрастными отложениями Сибирской платформы, но существенно большей мощности и более мористые, резко несогласно перекрывают верхнерифейские островодужные образования.

Характерными элементами позднерифейского Циркум-Сибирского орогенного пояса являются относительно небольшие (десяtkи километров в поперечнике) кратонные террейны, сложенные раннедокембрийскими кристаллическими образованиями (Муйский террейн Северного Забайкалья, Гарганский и Канский террейны Восточного Саяна, Мамонтовский и Фаддеевский террейны Таймыра). Эти террейны, возможно, являются фрагментами Северо-Азиатского кратона, которые были отделены от него при разрушении суперконтинента Родиния.

Данные о верхнерифейских образованиях на восточной окраине Северо-Азиатского кратона ограничены [104]. Исходя из существующих представлений об эволюции этой окраины в палеозое [79], можно полагать, что Охотский и Омолонский кратонные террейны и Приколымский миогеоклинальный террейн в конце рифея были частью Северо-Азиатского кратона. Повышенная скорость накопления осадков, присутствие базальтов повышенной щелочности, устанавливаемых в составе верхнерифейских отложений ряда районов (Приколымский и Омолонский террейны), и щелочно-ультраосновных плутонов центрального типа, датированных в 673–752 млн лет [11], вблизи юго-восточной окраины кратона свидетельствуют о проявлении здесь процессов рифтогенеза в позднем рифее.

Северная окраина Сино-Корейского кратона имеет прямолинейные очертания. В пределах примыкающего к кратону раннепалеозойского орогенного пояса Вундурмиао установлены позднедокембрийские офиолиты, ассоциирующие с метаморфическими

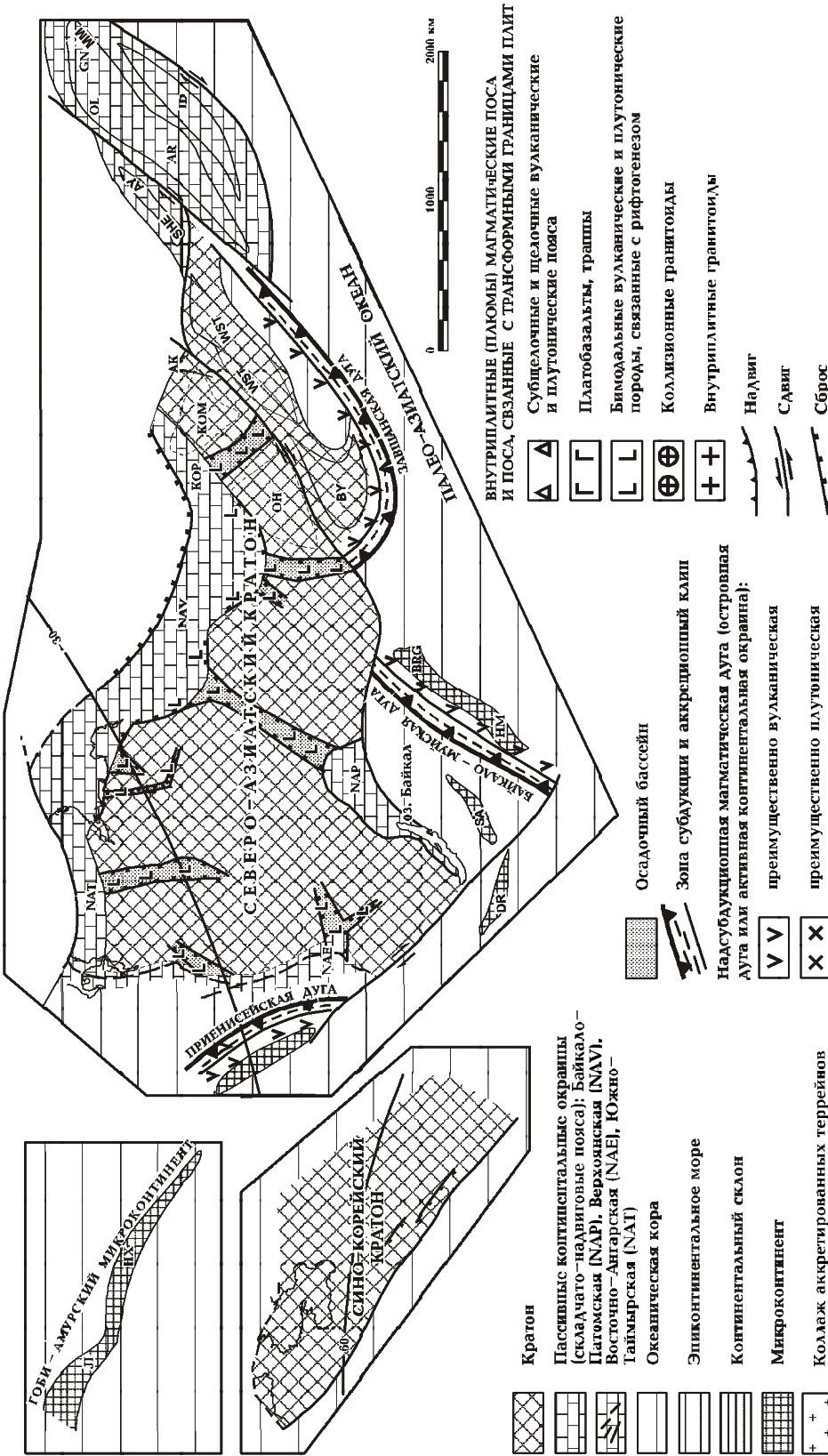


Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция для неопротерозоя (850 млн л.).

Террейны: Авековский (AK), Алтайский (AT), Аргунский (AR), Аянский (AY), Байдрагский (BY), Байкало-Муйский (BM), Баладский (BL), Баргузинский (BRG), Баянлегский (BG), Бурунский (BU), Вайзунгер-Бааранский (WB), Гангский (GG), Галамский (GL), Гарганский (GA), Гонжинский (GN), Гурвансайханский (GS), Дербинский (DR), Джидинский (DZ), Дзоленский (ZO), Донгуджимкин-Нухетдаванский (DN), Еравнинский (ER), Завшанский (ZA), Западно-Саянский (WSY), Западно-Становой (WST), Идерегский (ID), Имджиганг (IM), Калба-Наримский (KBN), Канинский (KI), Канский (KA), Кизир-Казирский (KZ), Кожуховский (KZ), Котельный (KY), Кулар-Нерский (KN), Курайский (KU), Мамонтовский (STM), Мандалоо-Онорский (MO), Мандахский (MN), Мамынский (MM), Матвеевский (MT), Муйский (MS), Нахимовский (NK), Озерный (LK), Ольдойский (OL), Олойский (OLO), Олоит-Делонурский (OD), Омолонский (KOM), Омудумский (OM), Орхон-Икагский (OI), Охотский (OH), Приколумский (KOP), Ренгам (SKYE), Рудно-Алтайский (RA), Салаирский (SAL), Сангиленский (SA), Северо-Саянский (NRS), Таннуольский (TO), Тельбес-Китатский (TT), Тындинский (TY), Уймено-Лебелской (UL), Улгейский (UG), Улуто (UO), Улус-Черганский (UC), Фалдеевский (CTF), Хамар-Дабанский (HM), Хамсарский (KHM), Хангай-Даурский (HD), Ховдинский (HV), Хутагуул-Ксилнхотский (HX), Цзямузинский (JI), Шевлинский (SHE), Эдрентинский (ED).

Осадочные бассейны, в том числе связанные с рифтогенезом: Агульский (ag), Амуро-Зейский (az), Бокхай (bh), Западно-Сибирский (pw), Илльин-Тасский задуговой бассейнов (pk), И-Шу, грабен (sj), Куонганский (ky), Минусинский (mn), Нижне-Амурский (loa), Северо-Китайский (nc), Северо-Китайский (ioa), Северо-Китайский (iv), Усть-Индигирский (ui), Усть-Ленский (ule), Хайлар (hit), Эрлян (el), Зырянский (zt), Южно-Алданский (sab), Янгил (yn).

Разломы: Главный Монголо-Охотский разлом (ММО), Иртышская зона смятия (IR), Кузнецко-Алтайский разлом (КА), Рудноалтайско-Таймырский (РА-Т).

Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция для раннего кембрия (545 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 2.

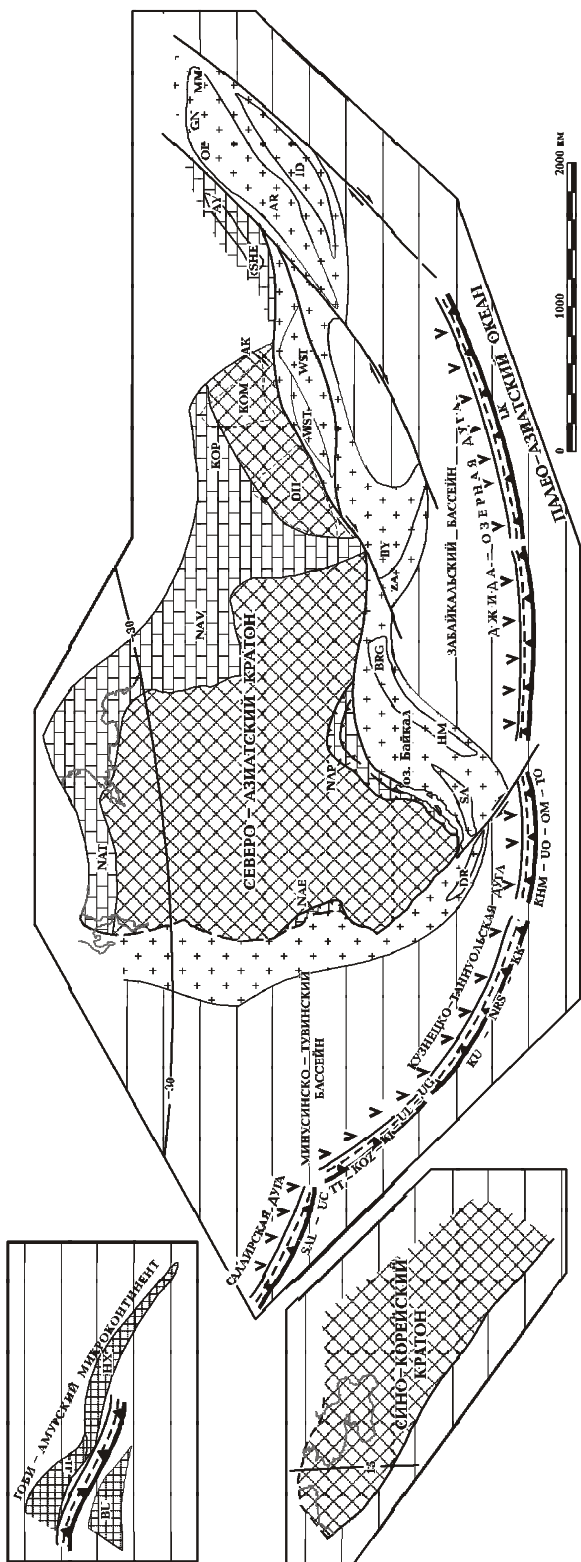
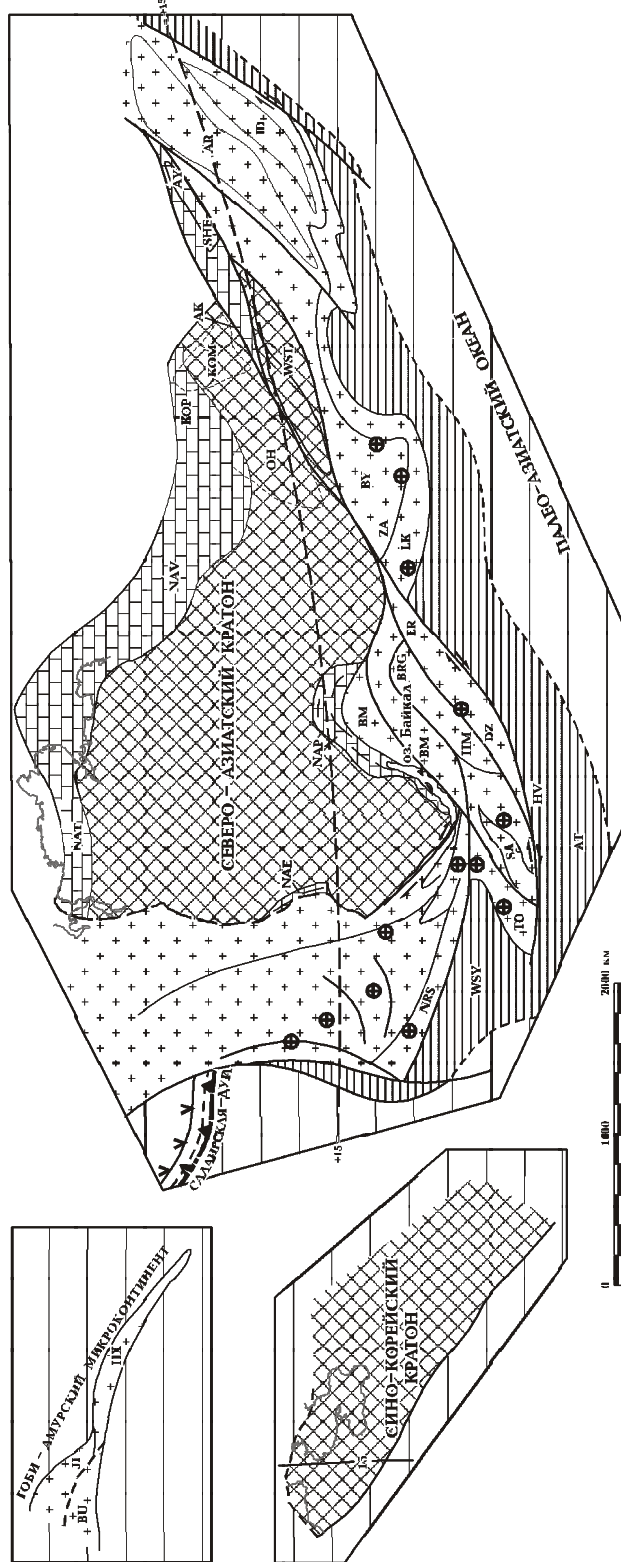


Рис. 4. Палеотектоническая реконструкция для позднего кембрия (500–520 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 2.



сланцами [134, 145, 192]. Граница кратона здесь, возможно, представляла собой трансформный разлом.

Сино-Корейский и Северо-Азиатский кратоны в позднем рифее после распада суперконтинента Родиния находились относительно недалеко друг от друга [188]. Расстояние между ними последовательно увеличивалось в течение раннего палеозоя и в ордовике [165]. При этом Сино-Корейский кратон в течение всего раннего палеозоя оставался вблизи окраины Восточной Гондваны, и раскрытие океана происходило преимущественно за счет удаления от Гондваны Северо-Азиатского кратона.

В венде–раннем палеозое (650–410 млн лет) (рис. 3, 4) произошла наиболее крупная морская трансгрессия на Северо-Азиатский кратон. Она началась в венде и развивалась из опущенных окраин кратона по направлению к центральным его районам. Характерна смена преимущественно терригенного осадконакопления в раннем венде существенно карбонатным во второй его половине [66, 121]. Максимум трансгрессии приходится на ранний–средний кембрий [65]. В позднем кембрии начинается регрессия моря, которая завершается к началу девона осушением большей части кратона, за исключением северо-восточной и северной опущенных его окраин.

На северо-восточной окраине Северо-Азиатского кратона, в состав которого входили Охотский и Омолонский кратонные террейны и миогеооклинальный Приколымский террейн, после позднерифейского рифтогенеза формируется Верхоянская пассивная континентальная окраина, в пределах которой накапливались мощные терригенно-карбонатные отложения венда и преимущественно карбонатные толщи кембрия, ордовика, силура и нижнего девона [79]. Склон и подножие континентальной окраины трансформируются ордовикскими турбидитами и гемипелагическими отложениями северной окраины Омурлево-го террейна [67].

Пассивная окраина протягивалась далеко на северо-запад в пределы Южного Таймыра, где устанавливается Южно-Таймырская пассивная континентальная окраина, для которой характерны мощные карбонатные отложения нижнего палеозоя того же типа, что и в пределах Верхоянской [14, 109, 146]. Южно-Таймырская окраина в венде–раннем палеозое, по-видимому, включала также Центрально-Таймырский супертеррейн, в пределах которого верхнерифейские островодужные образования несогласно, с конгломератами в основании перекрыты обломочными отложениями верхов верхнего рифея и преимущественно карбонатными толщами венда и кембрия [4]. Залегающие выше ордовикско-силурийские граптолитовые

глинистые сланцы, возможно, намечают склон и подножие данной континентальной окраины.

Карский террейн, охватывающий Северный Таймыр и острова Северной Земли, судя по палеомагнитным данным [68], располагался в 1500 км к югу от Сибирского континента. Сближение Карского террейна с Южно-Таймырской континентальной окраиной могло происходить по крупным сдвигам, примерно параллельным окраине континента, о чем свидетельствует отсутствие связанных с субдукцией магматических дуг на смежных окраинах как континента, так и Карского террейна.

Вдоль западной и южной окраин Северо-Азиатского кратона в пределах Циркум-Сибирского позднерифейского орогенного пояса, как и на Таймыре, формируются мощные шельфовые терригенно-карбонатные толщи кембрия, венда и местами верхов верхнего рифея, которые залегают с угловым несогласием и конгломератами в основании на более древних образованиях. На окраинах кратона эти отложения уменьшаются в мощности, становятся менее мористыми и залегают без видимого углового несогласия в основании. Эти мощные клинья осадочных пород, в целом, сходны с комплексами пассивных континентальных окраин. Но, в отличие от них, при удалении от кратона эти отложения сменяются не океаническими образованиями, а комплексами задуговых прогибов, отделявшихся от океана островными дугами. Устанавливаются Джидда-Озерная и Кузнецко-Таннуольская островные дуги венд–среднекембрийского возраста и Салаирская дуга венд–раннеордовикского возраста. Полярность островных дуг определяется по положению сопряженных с ними аккреционных клиньев.

По палеомагнитным данным, Кузнецко-Таннуольская дуга имела восток-северо-восточное простирание и располагалась на $10^\circ \pm 5^\circ$ с.ш. [60] в 1000–1500 км от Сибирского континента.

В западной части наиболее изученного Минусинско-Тувинского задугового прогиба, сопряженного с Кузнецко-Таннуольской дугой, устанавливаются позднерифейские вулканические океанические поднятия и острова с мелководными кремнисто-карбонатными отложениями. Они известны на востоке Горного Алтая, в Кузнецком Алатау и Горной Шории. На поднятиях в венде–начале кембрия продолжали накапливаться преимущественно карбонатные отложения, а между ними, в более глубоководной обстановке – карбонатно-сланцевые толщи повышенной битуминозности.

В середине кембрия произошла структурная реорганизация островных дуг, которая в Минусинско-

Тувинском задуговом прогибе в амгинское время сопровождалась базальтовым вулканизмом повышенной щелочности. После этого вулканизм прекратился на всем протяжении островодужной системы, за исключением Салаирской дуги.

Формирование позднекембрийско-раннеордовикского Енисей-Забайкальского орогенного пояса может быть связано с вращением Северо-Азиатского кратона против часовой стрелки, которое обусловило столкновение островных дуг друг с другом, их дуплексирование и закрытие задуговых бассейнов. В результате в середине кембрия происходит отмирание большинства зон субдукции и сопряженных с ними островных дуг. В конце кембрия–начале ордовика внедряются батолиты коллизионных гранитоидов, формируются высокотемпературные метаморфические пояса [37, 110, 130].

Кузнецко-Таннуольская островная дуга, по палеомагнитным данным, в середине кембрия переместилась в южное полушарие (10° – 15° ю.ш.) и приблизилась к Сибирскому континенту до нескольких сотен километров. Сближение сопровождалось деформацией магматической дуги и задугового бассейна, тектоническим сучиванием и поворотом отдельных фрагментов островной дуги. Уже в среднем кембрии западная часть дуги (Курайский, Уймено-Лебедской, Тельбес-Китатский террейны) развернулась примерно на 90° по часовой стрелке, а центральный ее отрезок (Северо-Саянский террейн) сохранил свою ориентировку [60].

В позднем кембрии, ордовике и силуре на западной и южной окраинах увеличившегося в размерах Сибирского континента накапливаются мощные толщи обломочных горных пород, преимущественно турбидитовые и гемипелагические в низах разреза, которые выше по разрезу сменяются шельфовыми и литоральными образованиями, что свидетельствует о проградации осадочного клина в сторону смежного палео-Азиатского океана. Характерны стратиграфические перерывы, несогласия и налегание разновозрастных горизонтов ордовика на венд-кембрийские офиолиты, турбидиты и островодужные образования. Эти мощные осадочные толщи Н.А. Берзин [75] склонен рассматривать как образования аккреционного клина, сформированного вдоль трансформной окраины континента. В конце силура на трансформной окраине сформировался Алтайский орогенный пояс, подобно мезозойским орогенным поясам Сихотэ-Алиня [73, 114, 115, 189].

На противоположной стороне палео-Азиатского океана, разделявшего Северо-Азиатский и Сино-Корейский кратоны, устанавливается ранне-среднеор-

довикская островная дуга, фрагменты которой прослеживаются на протяжении всего раннепалеозойского орогенного пояса Вундурмиао. Полярность дуги и ее положение относительно Сино-Корейского кратона неизвестны. Аккреция дуги к кратону и формирование орогенного пояса Вундурмиао произошли в конце ордовика. Силурийские отложения перекрывают ордовикские образования с угловым несогласием.

В конце раннего палеозоя, по-видимому, происходит раскрытие Монголо-Охотского океана, на месте которого в конце палеозоя–начале мезозоя формируется одноименный орогенный пояс. Наиболее древние органические остатки, известные в пределах пояса, определяются как силурийские. Широко распространенные представления о присутствии здесь позднекембрийских образований недостаточно обоснованы [85]. Раскрытие Монголо-Охотского океана могло иметь место в конце ордовика–начале силура.

В среднем палеозое (410–320 млн лет) (рис. 5) вблизи западной и юго-западной окраин Сибирского континента устанавливается протяженная Южномонгольско-Хинганская островная дуга, отделенная от континента задуговым бассейном, сравнимым по своим размерам с современным Филиппинским морем. Дуга реконструируется путем взаимного вращения террейнов, слагающих Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс, вдоль разделяющих их левосторонних сдвигов. Аккреционный клин дуги представлен Дзоленским террейном, протягивающимся на 700 км вдоль южной (в современных координатах) окраины дуги. Он образован зеленосланцевым меланжем, заключающим фрагменты толеитовых базальтов, андезитов, туфов, вулканогенно-обломочных пород и кремней силурийско-девонского и предположительно ордовикского возраста, а также фрагменты офиолитов и серпентинитового меланжа [35, 91, 94]. Вулканическая дуга включает силурийские, девонские и миссисипские образования. Оба ее окончания, располагающиеся соответственно в пределах Рудного Алтая и Северо-Восточного Китая и смежной части левобережья р. Амур, подстилаются континентальной корой.

На северо-западе, в пределах Алтае-Саянской области, формированию Южномонгольско-Хинганской дуги предшествовал рифтогенез и сопряженный с ним вулканизм, охвативший обширные площади окраины континента. Предполагается, что рифтогенез был обусловлен перемещениями по системам сопряженных сдвигов [9, 120, 128, 129]. В позднем девоне Рудно-Алтайский фрагмент Южномонгольско-Хинганской дуги отделяется от континента задуговым прогибом и до миссисипия развивается как энсиалическая островная дуга.

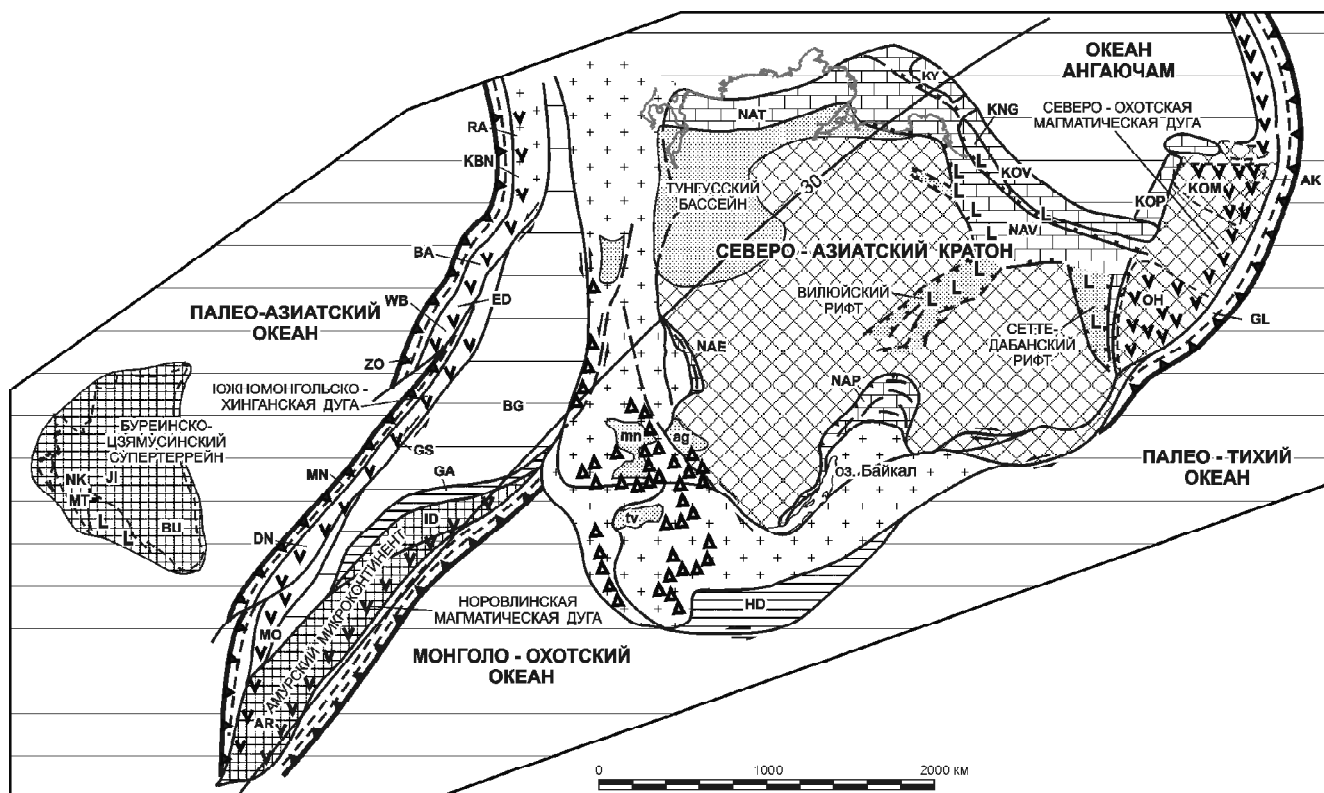


Рис. 5. Палеотектоническая реконструкция для девона–раннего карбона (370 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2

Центральный сектор Южномонгольско-Хинганской дуги представлен Эдренгинским и Гурвансайханским террейнами, вулканические образования которых по геохимическим характеристикам сходны с вулканитами Малой Антильской дуги, располагающейся на океанической коре [163].

Образования задугового прогиба представлены силурийско-миссисипскими вулканогенно-осадочными толщами Гоби-Алтайского террейна, а также меланжем Мандахского террейна, представленного фрагментами метавулканических и метаосадочных пород, коралловых известняков, амфиболитов и габбро в серпентинитовом и алевролитовом матрикс [91, 92, 101, 108].

В конце миссисипия сдуплексированная по сдвигам Южномонгольско-Хинганская дуга сталкивается с Буреинско-Цзямусинским супертеррейном. Эта коллизия завершает формирование Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса.

В среднем палеозое Монголо-Охотский океан достигает максимальных размеров и представляет собой, по существу, часть палео-Тихого океана.

Вдоль окраины Монголо-Охотского океана намечается Норовлинская окраинно-континентальная

магматическая дуга, представленная ниже-среднедевонскими известково-щелочными вулканидами и средне-верхнедевонскими вулканокластитами, кремнями и аргиллитами [105]. Эти образования перекрывают северную часть Аргунского супертеррейна и ассоциируют с гранитами и сиенитами Цагаанундерского комплекса. Аккреционный клин дуги может быть представлен Ононским террейном, содержащим метаморфизованные до фации глаукофановых сланцев толщи неизвестного возраста и девон-раннекаменноугольные вулканогенно-осадочные образования [21]. В западной части террейна присутствует фрагмент офиолитов, датированных U-Pb методом по цирконам в 325 млн лет [203].

На восточной и северной окраинах Сибирского континента продолжается формирование Верхоянской и Южно-Таймырской пассивных окраин, возникших в венде-раннем палеозое. На северной (в современных координатах) окраине континента продолжает формироваться Тунгусская синеклиза, в пределах которой устанавливается относительно небольшой плоский прогиб, сопряженный с Южно-Таймырской пассивной континентальной окраиной. В этом прогибе накапливаются сульфатно-карбонатные и пестро-

цветные глинисто-карбонатные отложения с горизонтами каменной соли девонско-миссисипского возраста [13, 62].

В пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины и смежной части Сибирской платформы в среднем–позднем девоне и миссисипии широко проявились процессы рифтогенеза [18, 104]. Устанавливается несколько трехлучевых рифтов, недоразвитые ветви которых, затухающие в пределах Сибирской платформы, выделяются как авлакогены. Основная часть рифтов предполагается в пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины. Рифты выполнены мощными толщами среднего–верхнего девона и миссисипия. Характерны красноцветные и грубообломочные отложения, эвапориты, ба-

зальты повышенной щелочности, а также рои базитовых даек, протягивающиеся на сотни километров параллельно рифтовым впадинам.

На границе Северной Азии с палео-Тихим океаном устанавливается Северо-Охотская окраинно-континентальная магматическая дуга, фрагменты которой известны в пределах Охотского, Авековского и Омолонского кратонных террейнов и представлены известково-щелочными вулканитами и плутонами гранодиоритов средне-позднедевонского и миссисипского возраста. Активная континентальная окраина по простиранию переходит в островную дугу, представленную Олойским и Яракваамским островодужными террейнами.

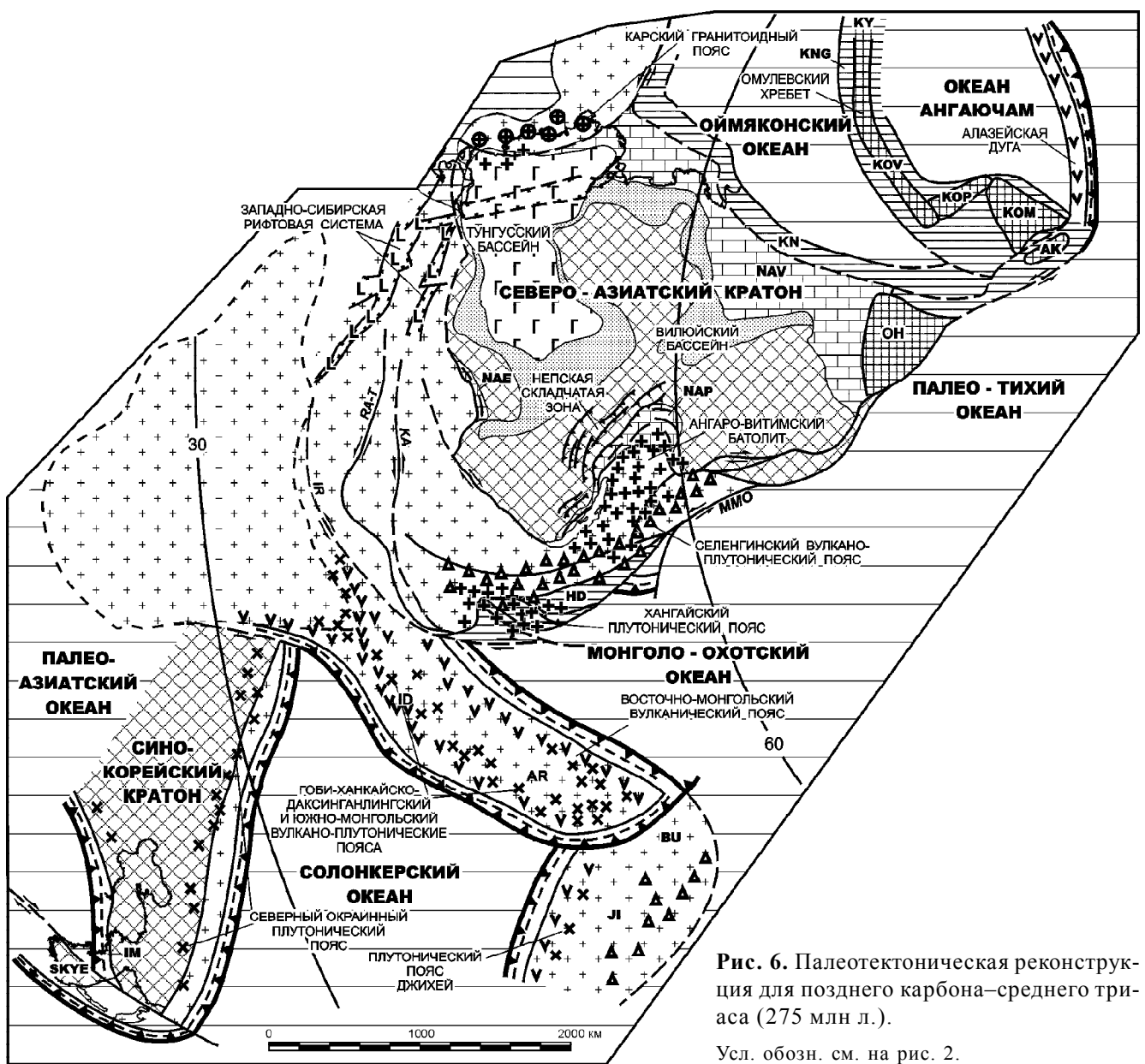


Рис. 6. Палеотектоническая реконструкция для позднего карбона–среднего триаса (275 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Северо-Охотская активная континентальная окраина соединяется с Норовлинской магматической дугой трансформным разломом, к западному отрезку которого приурочен Хангай-Даурский террейн аккреционного клина, образованный флишем силур–пенсильванского возраста с линзами кремней и вулкаников основного и среднего состава [19]. Присутствие вулкаников, установленных в разрезе девона и миссисипия, указывает, что скольжение океанической литосферы вдоль трансформного разлома сопровождалось субдукцией под окраину континента.

В позднем палеозое–раннем мезозое (320–230 млн лет) (рис. 6) формируется Монголо-Охотский орогенный пояс путем последовательного продвижения к востоку (в современных координатах) Амурского микроконтинента [37], включающего Аргунский супертеррейн и завершивший к этому времени свое формирование Южномонгольско-Хинганский орогенный пояс. Главное смещение происходит вдоль Главного Монголо-Охотского разлома. Вместе с Амурским микроконтинентом в том же направлении смещаются раннепалеозойские орогенные пояса Горного и Рудного Алтая и Салаирского Кряжа. Здесь левосторонние сдвиговые смещения происходили по Кузнецко-Алтайскому, Кобдинскому разломам, Иртышской зоне смятия и другим разломам, перемещения по которым суммировались вдоль Главного Монголо-Охотского разлома. Представляется, что в пределах Западно-Сибирской низменности эти сдвиги сопрягаются с долготными триасовыми рифтами. Последовательное закрытие Монголо-Охотского океана и формирование на его месте орогенного пояса в направлении с запада на восток, начиная с поздней перми, подкрепляется палеомагнитными данными [212].

Зона субдукции предполагается вдоль северной окраины Амурского микроконтинента, которая маркируется Восточно-Монгольским вулканическим поясом пермского возраста [37, 52, 70, 122]. Пояс сопряжен с расположенным севернее Северо-Гобийским преддуговым прогибом, выполненным флишевыми отложениями миссисипия и пенсильвания, мелководными морскими пермскими и раннетриасовыми отложениями с горизонтами вулканических пород [72].

Восточнее, в Приаргунье, широко распространены ундинские гранитоиды, которые Rb-Sr методом датируются в 276–250 млн лет [29]; их петрогеохимические характеристики соответствуют гранитоидам активных континентальных окраин [32]. Ундинские гранитоиды, видимо, следует рассматривать как продолжение Восточно-Монгольского вулкано-плу-

тонического пояса. Борзинский прогиб Восточного Забайкалья, выполненный верхнепермскими морскими песчано-алевролитовыми и конгломератовыми накоплениями с прослоями кислых туфов, возможно, является преддуговым прогибом.

На восточной окраине Буреинско-Цзямусинского супертеррейна известны гранитоиды триасового возраста, фрагменты пенсильваний-пермской надсубдукционной магматической дуги [114, 194], что позволяет предполагать здесь продолжение активной континентальной окраины.

На основе палеомагнитных данных некоторые авторы полагают, что Монголо-Охотский океан в поздней перми имел ширину не менее 4000 км [159, 189, 215]. Согласно некоторым палеомагнитным данным, Аргунский террейн, являющийся южным ограничением Монголо-Охотского орогенного пояса, в поздней перми находился примерно на 20° с.ш. [159]. Вместе с тем, в отложениях террейна известны многочисленные и разнообразные остатки позднепермских бореальных брахиопод, двустворок, криноидей, мшанок и др. [2, 31, 64, 76].

Л.П. Зоненшайн с соавторами [37] показали, что формирование деформированной структуры Монголо-Охотского орогенного пояса в западной его части началось в пенсильвании и последовательно продвигалось к востоку, по направлению к палео-Тихому океану вплоть до середины юры [37]. Оно сопровождалось образованием гигантской Алтайской ороклинали, представленной резким изгибом в простирании раннепалеозойских орогенных поясов, от широтного (Западный Саян, Тува) на субдолготное и северо-западное (Горный Алтай, Монгольский Алтай). В ядре ороклинали располагается западное “слепое” окончание Монголо-Охотского орогенного пояса. К ядерной, наиболее сжатой части Алтайской ороклинали приурочены пенсильваний-раннепермские батолиты, которые прорывают уже деформированные толщи западной части Монголо-Охотского орогенного пояса и более древние образования западного, северного и южного его обрамлений.

Для Монголо-Охотского орогенного пояса характерна типичная бореальная позднепалеозойская и раннемезозойская фауна [20]. Однако в составе террейн-аккреционного клина в хр. Джагды [50] и Восточном Забайкалье [1] известны включения карбонатных пород с раннепермскими фузулинидами. Этот факт до сих пор остается загадочным.

В северном обрамлении западного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса выделяется Селенгинский вулкано-плутонический пояс пенсильваний–раннетриасового возраста, который протяги-

вается на 2000 км по территории Северной Монголии и Забайкалья [21, 24, 53, 70, 72, 122, 126]. Пояс образован преимущественно породами известково-щелочного магматизма в нижней части разреза, который в конце перми–триасе сменяется бимодальным щелочным [21, 51, 53, 70]. Представляется, что Селенгинский вулcano-плутонический пояс связан с трансформным разломом вдоль границы континент–океан и в начале своего развития сопровождался субдукцией под окраину континента. С этой субдукционной обстановкой связано и формирование вулканогенно-осадочных и интрузивных комплексов Беринской палеоостровной дуги [30].

К северу от Селенгинского вулcano-плутонического пояса в Западном Забайкалье располагается гигантский Ангаро-Витимский батолит, формирование которого, согласно выполненному в последние годы в большом объеме U-Pb датированию цирконов, происходило в конце пенсильвания–начале перми (320–290 млн лет) [124], т.е. примерно синхронно с формированием Селенгинского пояса. К северо-западу от Ангаро-Витимского батолита на окраине Сибирской платформы известна Непская складчатая зона. Возраст деформаций Непской зоны, выраженных пологими надвигами и линейными складками, также является позднепалеозойским [61].

В конце палеозоя к югу от Амурского микроконтинента располагался Солонкерский океан, о существовании которого свидетельствуют офиолиты миссисипского возраста с остатками тетической фауны и пермские островодужные образования Солонкерского орогенного пояса [95, 127, 199]. Ширина Солонкерского океана была, видимо, весьма значительной. Сино-Корейский кратон, согласно палеомагнитным и палеобиогеографическим данным, в конце палеозоя находился в субтропических широтах, тогда как районы, расположенные к северу (в современных координатах) от Солонкерского океана, относятся к бореальной палеобиогеографической провинции [77, 87, 88, 205].

Закрытие Солонкерского океана и формирование на его месте орогенного пояса происходило в процессе субдукции под ограничивающие его континентальные блоки [135].

Вдоль северной окраины Солонкерского океана протягивался Южно-Монгольский магматический пояс, представленный пенсильванскими известково-щелочными базальтами, андезитами, дацитами и риолитами и пермскими субщелочными и щелочными базальтами, трахириолитами, комендитами и пантеллеритами [51, 52, 178]. Магматический пояс к югу сменяется пермским преддуговым прогибом, выпол-

ненным флишем [105]. К северо-востоку, на территории Северо-Восточного Китая Южно-Монгольский магматический пояс сменяется плутоническим поясом Джихей пермского возраста, который образован гранодиоритами, монцогранитами и диоритами, датированными в 244 млн лет (K-Ar) и 241 млн лет (U-Pb) [168, 214].

К югу от Солонкерского океана выделяется Северный окраинный плутонический пояс пенсильванский-пермского возраста, располагающийся в пределах северной окраины Сино-Корейского кратона и орогенного пояса Вундурмиао [136]. Солонкерский океан закрывается в конце перми–начале триаса, что подкрепляется палеомагнитными данными, согласно которым террейны Южной Монголии и Сино-Корейский кратон для поздней перми характеризуются единым палеомагнитным полюсом [212], положение которого существенно отличается от положения позднепермского палеомагнитного полюса для Сибири, Казахстана и Европы. Эти данные указывают на то, что в конце палеозоя–начале мезозоя между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами сохранился лишь Монголо-Охотский океан.

От восточной окраины Сибирского континента в конце миссисипия, как результат предшествовавшего девонского рифтогенеза, путем вращения по часовой стрелке отчленяется крупный континентальный блок, включающий Охотский и Омолонский кратонные террейны, Приколымский и Омулеский миогеоклинальные террейны. В результате образуется Оймяконский малый океанический бассейн, отделенный Омулеским хребтом от океана Ангаючам [183]. Омулеский хребет сходен с современным хребтом Ломоносова в Арктике, который до кайнозоя был частью шельфа Баренцева моря и был отчленен от него при образовании Евразийского бассейна [44, 45, 96].

В пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины формируются мощные сероцветные обломочные толщи, которые по направлению к смежному океаническому бассейну сменяются турбидитами и гемипелагическими накоплениями континентального склона и его подножия [104].

В пределах Северо-Азиатского кратона в пенсильвании, как результат термального опускания после предшествовавшего рифтогенеза, начинается формирование Виллойской синеклизы; в перми завершается развитие Тунгусской синеклизы.

К северной окраине Сибири в конце перми причленяется Карский террейн, границу между которыми по диагонали пересекает Карский пояс гранитои-

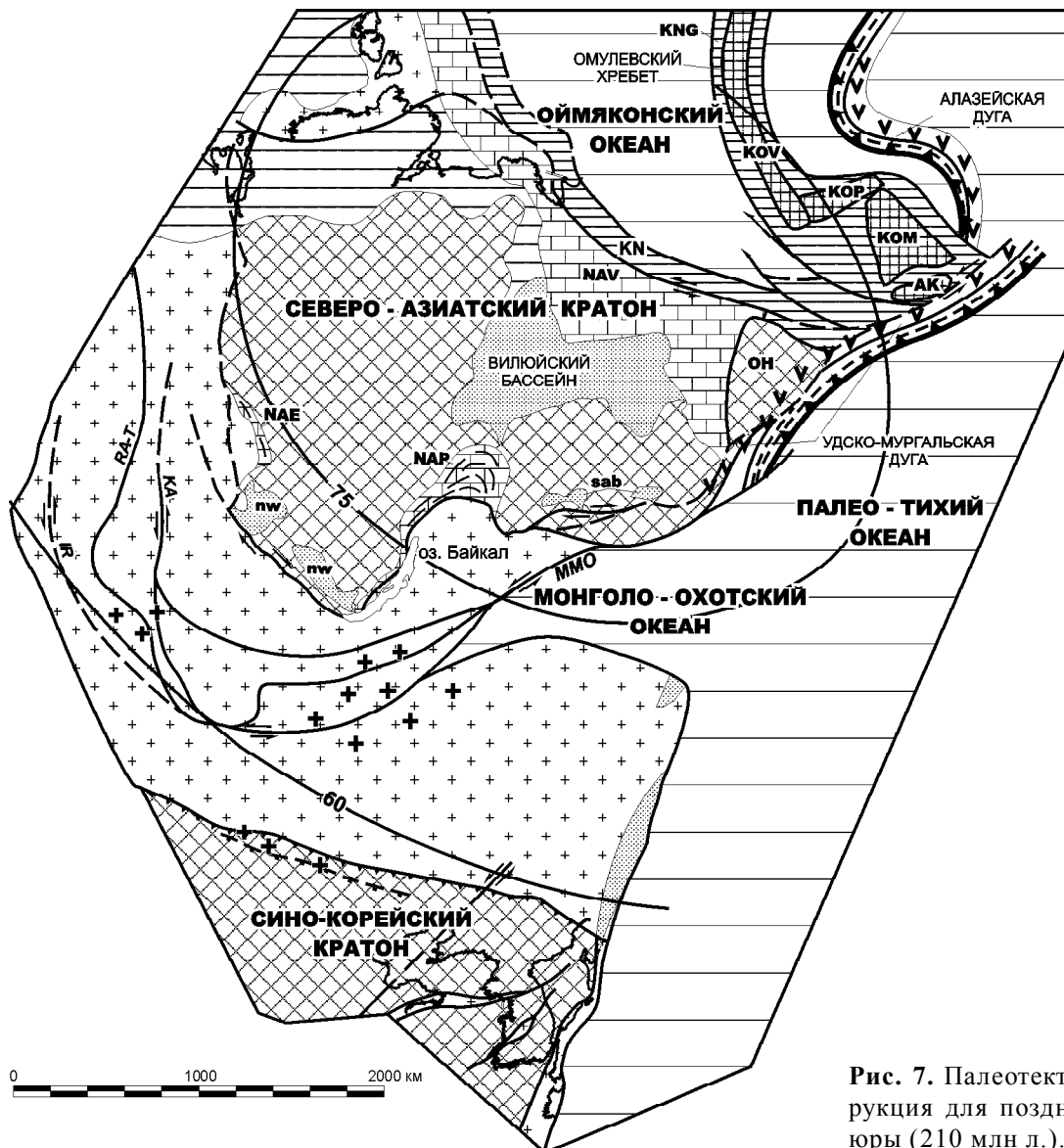


Рис. 7. Палеотектоническая реконструкция для позднего триаса–ранней юры (210 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2

дов, датированных в 264 млн лет (U-Pb) и 252–258 млн лет (Rb-Sr и Ar-Ar) [14, 15, 16].

На границе перми и триаса на северо-западе Северо-Азиатского кратона произошло уникальное по своим масштабам излияние базальтов, объем которых оценивается в $2 \cdot 10^6$ – $3 \cdot 10^6$ км³ [132]. Эти базальты, получившие название сибирских траппов, распространены преимущественно в пределах Тунгусской синеклизы. Суммарная мощность покровов лав и туфов местами достигает 3000 м. На восточной, западной и южной окраинах Тунгусской синеклизы распространены преимущественно интрузивные траппы, которые представлены протяженными полями силлов и редких даек, отмечающих зоны крупных расколов земной коры.

В позднем триасе–средней юре (230–154 млн лет) (рис. 7) продолжается формирование Монголо-Охотского орогенного пояса, сопровождавшееся левосторонним сдвиговым перемещением вдоль Главного Монголо-Охотского разлома и по располагающимся на его продолжении Кузнецко-Алтайскому разлому, Иртышской зоне смятия и другим. В конце средней юры закрывается последний океанический бассейн в районе восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса, что подкрепляется палеомагнитными данными [212]. Вместе с тем, в последнее время появились палеомагнитные данные, согласно которым ширина Монголо-Охотского океана вплоть до конца поздней юры составляла около 3000 км [159]. Эти данные находятся в явном проти-

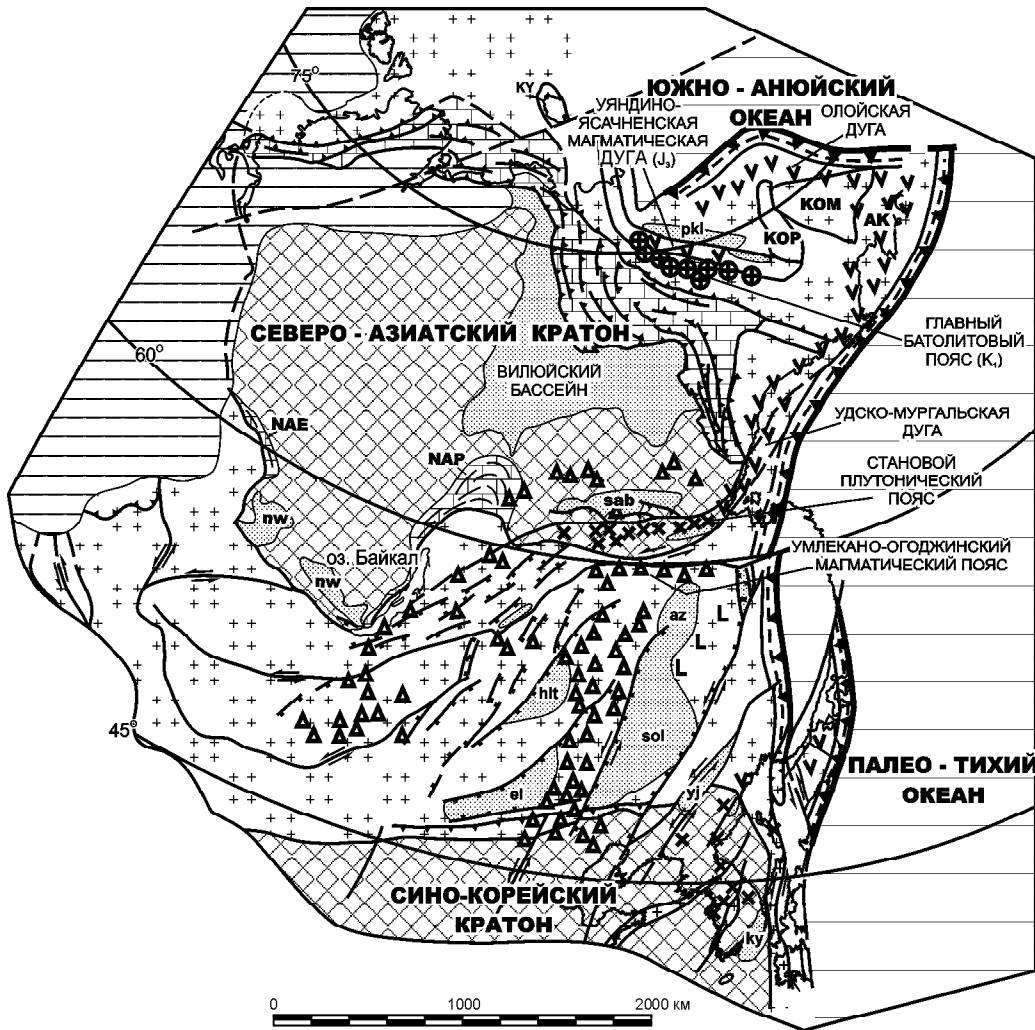


Рис. 8. Палеотектоническая реконструкция для средней юры–раннего мела (145 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

воречии с результатами геологических наблюдений, поскольку в поздней юре вдоль Монголо-Охотской сутуры начали формироваться постколлизийные осадочные бассейны, выполненные терригенными угленосными формациями [156].

В позднем триасе к востоку от восточной окраины Сибирского континента в пределах смежной северной части палео-Тихого океана начинается движение океанических плит по направлению к окраинам Северной Азии и Северной Америки. В связи с этим на окраинах обоих континентов и вблизи них формируются новые системы связанных с субдукцией магматических дуг [83, 183]. На восточной окраине Сибирского континента устанавливается Удско-Мургальская дуга, которая на севере сменяется Алазейской островной дугой. В конце средней юры образуется Колымо-Омолонский супертеррейн как результат столкновения Алазейской островной дуги с

Омулевским хребтом, Приколымским и Омолонским террейнами [184]. Согласно [139], в интервале 180–135 млн лет назад с северо-восточной окраиной Азии сближалась плита Фараллон, которая двигалась в северо-восточном направлении, что определяло косой характер субдукции под смежную активную континентальную окраину.

В поздней юре–раннем мелу (154–105 млн лет) (рис. 8) начинается сближение Колымо-Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной континентальной окраиной. В результате на окраине супертеррейна образуется Уяндино-Ясачненская магматическая дуга, под которую происходит субдукция коры Оймяконского океанического бассейна. Колымо-Омолонский супертеррейн сталкивается с Верхоянской пассивной окраиной Сибирского континента в самом конце поздней юры, в результате чего формируется Главный батолитовый пояс коллизийно-

ных высокоглиноземистых гранитоидов, датированных ^{40}Ar - ^{39}Ar методом в 135–145 млн лет [164].

Северная окраина континента определяется Олойской магматической дугой позднеюрско-неокомового возраста. На востоке континента на границе с палео-Тихим океаном протягивается Удско-Мургальская дуга, которая к юго-западу в глубь континента сменяется Становым поясом гранодиоритовых батолитов. К северу от Станового плутонического пояса, в тылу магматической дуги в юре–раннем неокоме располагается Южно-Алданский угленосный бассейн, а далее к северу, в пределах Алданского щита широко проявился субщелочной и щелочной магматизм этого возраста. Проявления щелочного магматизма юрско-неокомового возраста известны также в тылу Удско-Мургальской дуги в пределах Омолонского кратонного террейна [107].

В смежной части палео-Тихого океана в интервале 145–135 млн лет назад продолжается смещение плиты Фараллон к северо-востоку, а в интервале 135–100 млн лет назад плита Изанаги движется под косым углом к окраине континента [139, 173]. К югу от Удско-Мургальской дуги возникает протяженная трансформная окраина континента, вдоль которой в поздней юре–начале неокома формируется аккреционный клин, образованный рассланцованными турбидитами с фрагментами пенсильванских и пермских известняков с остатками тетической фауны, пермско–среднеюрских яшм и офиолитов [46, 47, 49, 73, 119, 148]. В поздней юре–берриасе здесь располагалась зона экотона – смешения бореальной и тетической фауны [33, 48].

Примерно с середины берриаса (135 млн лет назад) плита Изанаги в палео-Тихом океане увеличивает скорость своего смещения к северу (до 30 см/год) [139]. Формируется деформационная структура аккреционного клина, который несогласно перекрывается валанжин–барремскими турбидитами со скоростью накопления 400 м/млн лет [156]. К этому же времени, по-видимому, относится образование сдвигов северо-восточного простирания в смежной части континента. Сдвиги рассекают северную окраину Сино-Корейского кратона, коллаж аккрецированных ранее террейнов и аккреционный клин.

В поздней юре–раннем мелу продолжается левостороннее сдвиговое перемещение вдоль восточного отрезка Главного Монголо-Охотского разлома. Западнее, на территории Забайкалья и Центральной Монголии это перемещение компенсируется растяжением земной коры. Здесь формируются системы односторонних и двусторонних грабенов широтного и северо-восточного простираний с бимодальными

вулканитами и континентальными обломочными породами позднеюрско-раннемелового возраста.

К югу от восточного сектора Монголо-Охотского орогенного пояса формируется система крупных грабенов (Сунляо, Эрлян, Хайлар, Амуро-Зейский), протягивающихся в северо-восточном направлении на 1500 км примерно параллельно границе континент–океан. Грабены выполнены континентальными вулканогенно-осадочными позднеюрскими и осадочными меловыми отложениями мощностью до 3–10 км [169, 170, 193, 196]. Западнее, примерно параллельно грабенам, протягивается пояс позднеюрско-раннемеловых субщелочных вулканитов Большого Хингана, датированных К-Аг методом в 150 млн лет [118, 206]. В целом, намечается протяженная зона растяжения земной коры, которая к западу сменяется системами упоминавшихся выше грабенов Забайкалья и Центральной Монголии. Эту зону, возможно, следует сопоставлять с Провинцией бассейнов и хребтов на западе США. Зона растяжения пересекает различные более древние структуры, в том числе границу с Сино-Корейским кратоном. Формирование рассматриваемой зоны растяжения, возможно, следует связывать с эффектом “slab window”, обусловленным отрывом и погружением в мантию океанической литосферы, субдуцированной под восточную окраину Азии в позднем палеозое–начале мезозоя. Этот отрыв мог произойти в позднем триасе–средней юре в связи с изменением кинематики движения плит в смежной части палео-Тихого океана.

В сеномане–кампане (97–74 млн лет) (рис. 9) после закрытия Южно-Аньюского океана, которое привело к формированию Южно-Аньюского и Пенжинско-Анадырского орогенных поясов, на востоке Северной Азии, вдоль границы с палео-Тихим океаном устанавливается единая гигантская Восточно-Азиатская активная континентальная окраина, протягивающаяся из Южного Китая, через Корейский полуостров, восток Сихотэ-Алиня на Чукотку и далее на Аляску и в Канадские Кордильеры [83, 183]. В смежной части палео-Тихого океана плита Изанаги в интервале 100–85 млн лет назад движется на северо-запад, а затем (85–74 млн лет назад) – на запад [139], т.е. началась фронтальная субдукция. Магматические дуги Восточно-Азиатской активной континентальной окраины на территории Северной Азии представлены Восточно-Сихотэалинским и Охотско-Чукотским вулканоплутоническими поясами. Хорошо выражены преддуговые прогибы, выполненные мощными угленосными толщами верхнего мела: Пенжинский на севере и Западно-Сахалинский–Езо и Изуми на юге рассматриваемой территории. Вдоль

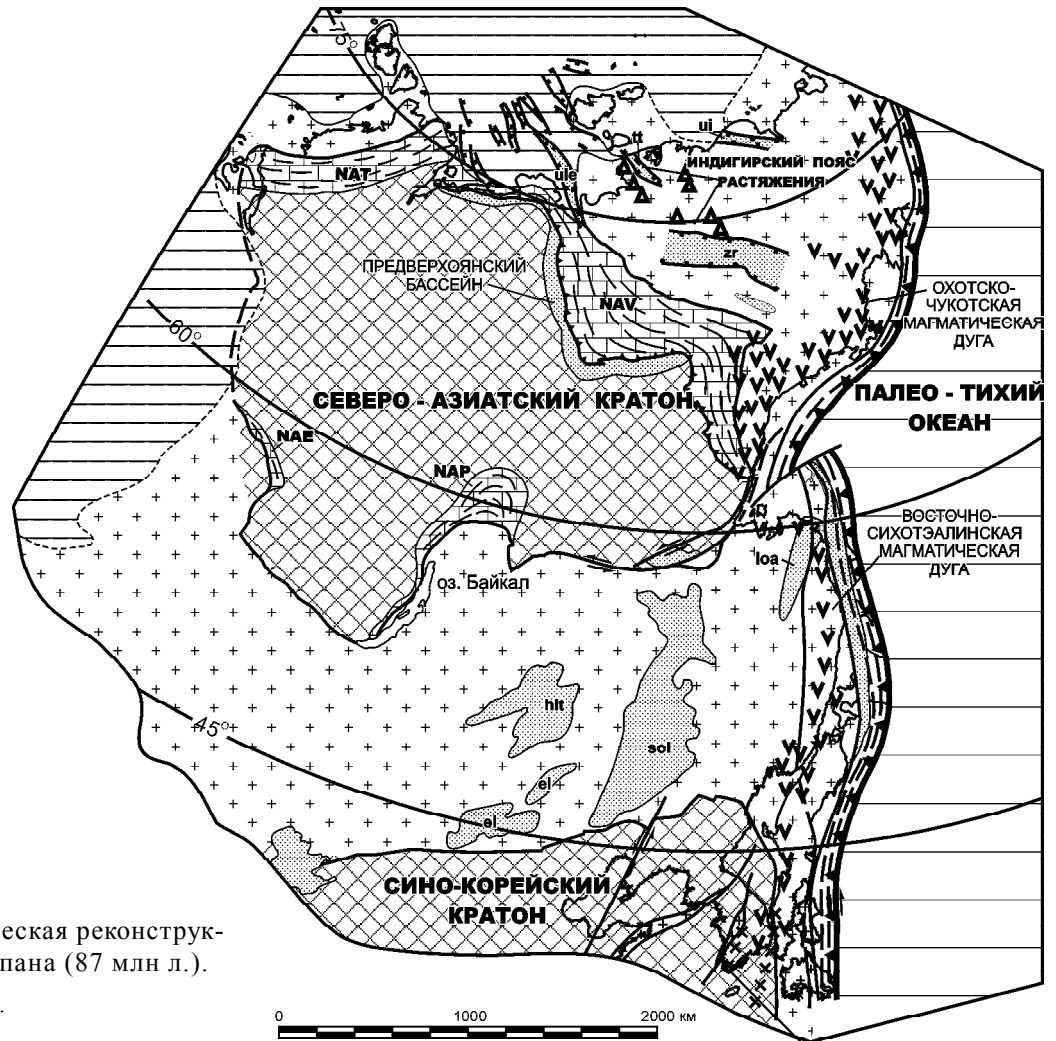


Рис. 9. Палеотектоническая реконструкция для сеномана–кампана (87 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Восточно-Сихотэалинского пояса на этом этапе формировались задуговые прогибы (Алчанский, Средне-и Нижнеамурский), выполненные морской вулканогенно-осадочной молассой циклического строения [156]. В позднем мелу к данной активной континентальной окраине были аккрегированы Майницкий островодужный, Алькатваамский турбидитовый и Эконайский аккреционный клин террейны в северной ее части, в результате чего формируется Корякский позднемеловой орогенный пояс. Существование подобных террейнов, аккрегированных к континентальной окраине, следует предполагать в районе Охотского моря [140, 174].

В тылу активной континентальной окраины намечается Индигирский пояс растяжения земной коры, который протягивается от шельфа моря Лаптевых на юго-восток почти до Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Пояс представлен системами грабенов на шельфе моря Лаптевых и на смежной территории Приморской низменности, которые

выполнены мощными отложениями апта–альба и низов верхнего мела [28, 138], а южнее – линейными и изометричными магматическими зонами субщелочных и щелочных вулканических и плутонических пород и анорогенными щелочными гранитоидами апт–позднемелового и, возможно, палеогенового возраста [104]. Формирование Индигирского пояса связывается с растяжением земной коры, которое предшествовало раскрытию Евразийского океанического бассейна в Арктике.

В маастрихте–эоцене (72–33,7 млн лет) (рис. 10) после аккреции к Северной Азии ряда террейнов, завершившейся формированием позднемеловых орогенных поясов, и поглощения в зоне субдукции плиты Изагаги под окраину континента начинает погружаться Тихоокеанская плита, которая движется в северном направлении под очень небольшим углом к окраине континента [139]. Устанавливается трансформная граница континента, которая в районе современного Охотского моря, возможно, сопрягается

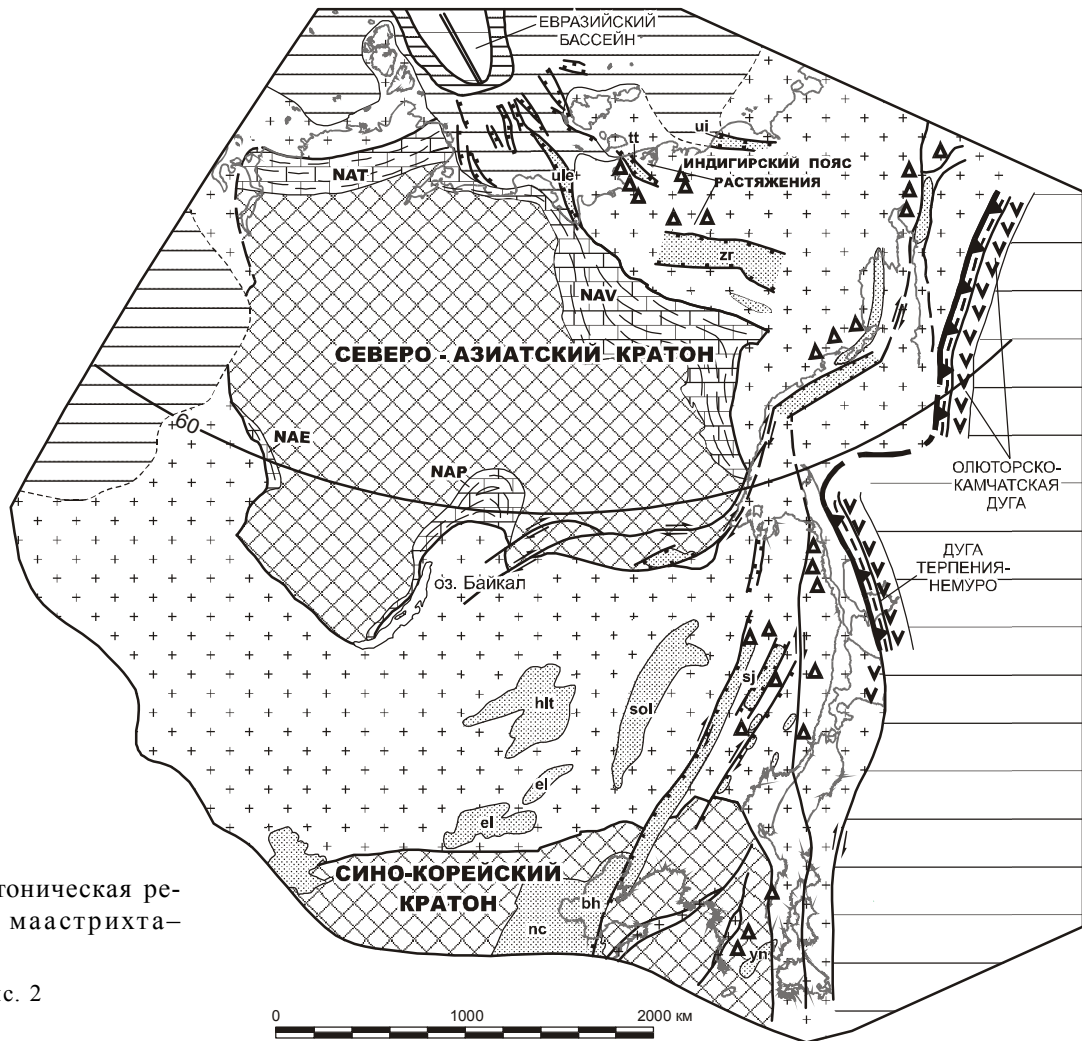


Рис. 10. Палеотектоническая реконструкция для маастрихта–эоцена (50 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2

с конвергентной границей. К окраине континента около 50 млн лет назад причленяется Олюторско-Камчатская дуга [34] и несколько позднее (40 млн лет назад) – дуга Терпенья-Немура. В краевых районах континентов северного обрамления палео-Тихого океана широкое распространение получают крупные правосторонние сдвиги, протягивающиеся на тысячи километров примерно параллельно границе континент–океан. Наиболее изучены они на Аляске и в Канадских Кордильерах (разломы Фрейзер, Стрейт Крик, Денали, Калтаг, Тинтина), где перемещения по ним оцениваются в сотни и 1500–2000 км [177, 186]. Вблизи окраины Восточной Азии в эоцене начинается формирование протяженных систем грабенов [49, 174], заполняющихся озерно-аллювиальными накоплениями большой мощности (Бохай, И-Шу, Переяславский грабен, Ямско-Тауйская система и др.). Часть из них скрыта под водами окраинных морей.

В начале кайнозоя в Арктике раскрывается Евразийский океанический бассейн как результат отчленения от окраины шельфа Баренцева моря узкой линейной полосы и формирования внутриокеанского хребта Ломоносова [44, 45]. Определяется граница между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами, которая проходит вдоль спредингового хребта Гаккеля в Евразийском бассейне, трассируется грабенами на шельфе моря Лаптевых и далее к юго-востоку совпадает с Зырянским прогибом [104]. Предполагается, что в начале палеогена полюс вращения плит был расположен несколько севернее Японии. Территория Северо-Востока Азии в связи с этим находилась в условиях растяжения. Современные горные хребты еще не начали формироваться, а те, которые образовались ранее в результате мезозойских деформаций, были сnivelированы.

В олигоцене–миоцене (33,7–5,3 млн лет) (рис. 11) восточная окраина Северной Азии приобре-

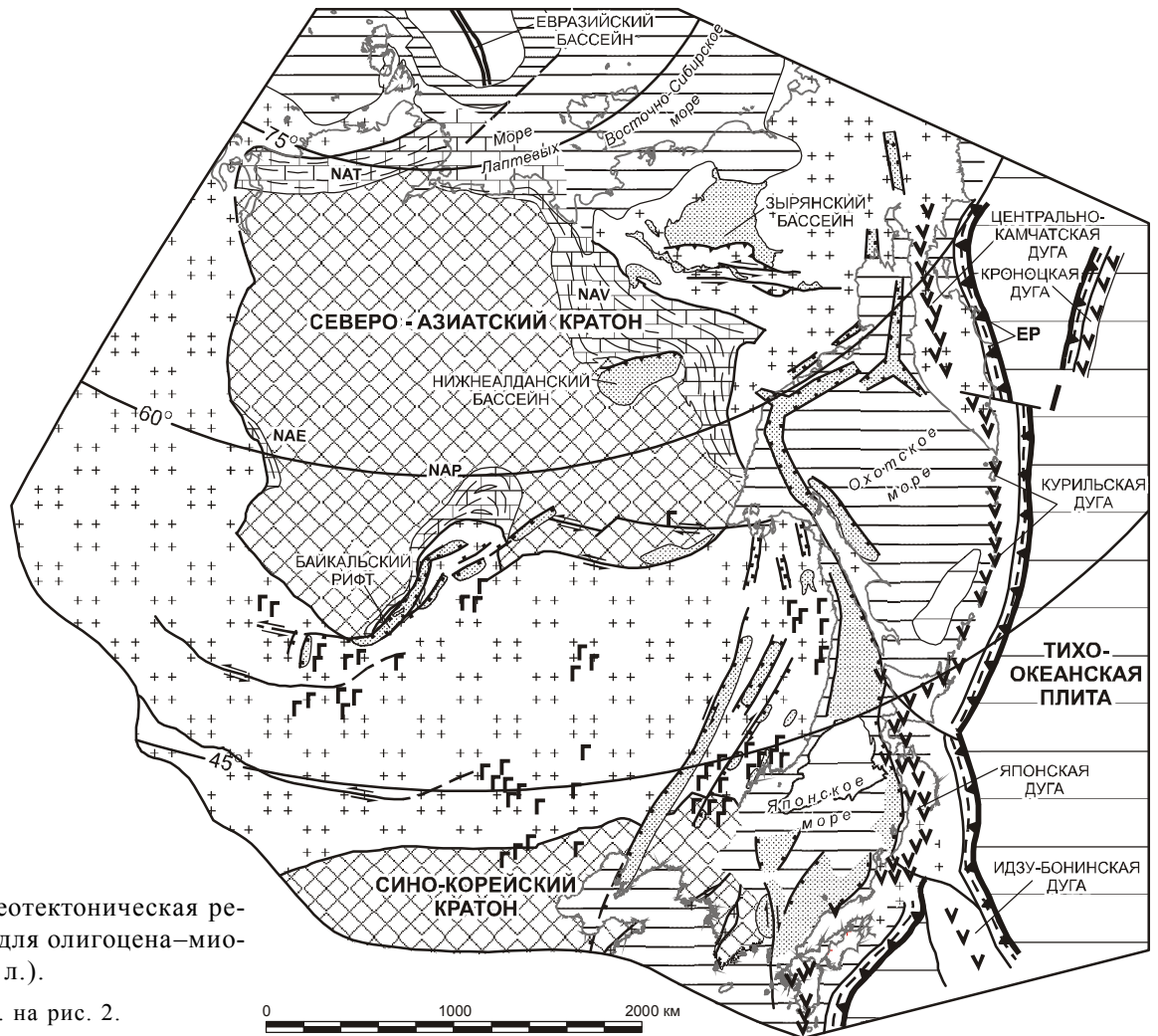


Рис. 11. Палеотектоническая реконструкция для олигоцена–миоцена (10 млн л.).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

тает очертания, близкие к современным. В начале олигоцена Тихоокеанская плита начинает двигаться в северо-западном направлении под большим углом к окраине континента со скоростью около 10 см/год [54, 139, 216]. Возникают Японская и Курильская островные дуги. Северным продолжением Курильской дуги являлась Центрально-Камчатская дуга, соединившиеся трансформным разломом [81]. К Камчатке приближается Кроноцкая островная дуга, которая уже прекратила свое существование и движется пассивно вместе с Тихоокеанской плитой [166]. Дуга приключается к континенту в конце миоцена, в результате чего формируется позднемиоценовый орогенный пояс Восточных полуостровов Камчатки. Пояс включает Кроноцкую дугу, а также аккреционный клин Центрально-Камчатской дуги, деформационная структура которого была сформирована в результате этого столкновения.

После аккреции Кроноцкой дуги зона субдукции смещается в сторону Тихого океана и в плиоце-

не над ней формируется Восточный вулканический пояс, сохранивший активность до настоящего времени и располагающийся на продолжении Курильской дуги, т.е. возникает современная единая Курило-Камчатская дуга.

В тылу островных дуг широко проявились процессы рифтогенеза. В пределах Охотского и Японского окраинных морей возникают глубоководные бассейны с океанической корой и линейные рифтогенные осадочные бассейны с мощными толщами олигоцен–плиоценового возраста [106, 116, 147, 149, 174, 195]. На месте современного Японского моря в интервале 32–23 млн лет назад началось растяжение и утонение коры, которые сопровождалась термальным погружением со скоростью 150 м/млн лет и неморской синрифтовой седиментацией. Главный рифтогенез, сопровождавшийся интенсивным базальтовым магматизмом, имел место в раннем миоцене. Во время раскрытия Японского моря активной была система правых сдвигов, прослеживающаяся от Цент-

ральной Японии до Северного Сахалина и далее на север примерно на 3000 км.

В Арктике продолжает формироваться Евразийский океанический бассейн. В олигоцене полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит перемещается в район к северу от Новосибирских островов [138]. В связи с этим на территории Северо-Востока Азии возникает обстановка сжатия, обусловленная сближением плит к югу от полюса их вращения. К этому времени относится начало общего поднятия территории и формирования сводов хребтов Верхоянского, Черского и Момского, которые возникают как результат коробления земной коры. По периферии сводовых поднятий формируются предгорные прогибы (Нижнеалданская впадина, Зырянский прогиб). В конце миоцена–начале плиоцена по краям сводовых поднятий образуются системы надвигов с горизонтальными перемещениями до 20 км и сопряженные с ними складчатые деформации и сдвиги [104]. Данное тектоническое событие корре-

лируется с усилением спрединга в Евразийском бассейне (до 1,2–1,5 см/год) [138], что должно было соответственно вызвать увеличение скорости сближения Евразийской и Северо-Американской плит.

В олигоцене–миоцене формируется Байкальский рифт, который активно развивается и в настоящее время [63].

В миоцене формируется гигантский Центрально-Азиатский ареал платобазальтов, представленный как единичными лавовыми потоками, так и полями площадью до 3000 км², которые распространены от Восточного Саяна и Станового хребта на севере до северной окраины Сино-Корейского кратона на юге и от Северной и Центральной Монголии на западе до побережья Татарского пролива на востоке. Вулканические образования на всей огромной территории ареала представлены базальтоидами повышенной щелочности [89, 123, 125]. Отмечается, что вулканическая активность, связанная с локальными мантийными струями, сопровождается отчетливо выражен-

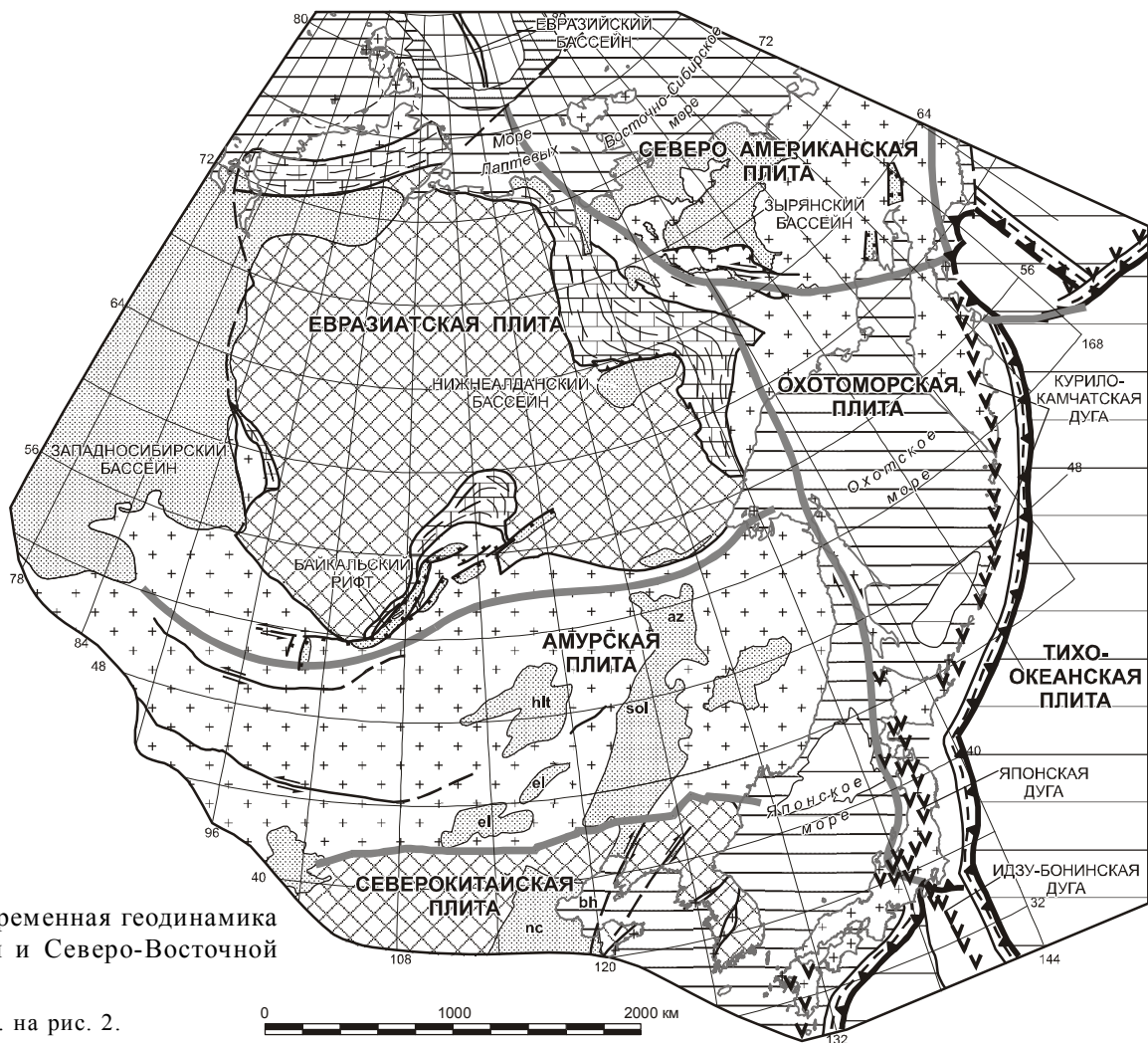


Рис. 12. Современная геодинамика Центральной и Северо-Восточной Азии.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ным рассредоточенным грабенообразованием, как, например, в пределах Южно-Хангайского ареала внутриплитных базальтоидов [123] или вдоль северо-восточных ветвей сдвига Тан-Лу [49, 136]. В.В. Ярмолюком с соавторами последовательно обосновывается взаимосвязь позднекайнозойского внутриплитного магматизма в Центральной Азии с активностью долгоживущего Центрально-Азиатского нижнемантийного плюма, ветвящегося на верхнемантийном уровне на систему более мелких мантийных ди-апиров [125].

Современные геодинамические обстановки показаны на рис. 12.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования заставляют пересмотреть широко распространенные в России представления о принципиальных отличиях тектонической эволюции и закономерностей формирования орогенных поясов тихоокеанского и атлантического сегментов Земли. Океанические бассейны (палео-Азиатский, Монголо-Охотский, Солонкерский), на месте которых были сформированы орогенные пояса Центральной Азии, составляли единое целое с палео-Тихим океаном, и их эволюция определялась общими процессами. Формирование разновозрастных орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии, располагающихся в обрамлении Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и на северо-западной окраине Тихого океана, обусловлено одними и теми же процессами, которые и сейчас имеют место по периферии Тихого океана и в Северном Ледовитом океане.

По северной, западной и южной периферии Северо-Азиатского кратона устанавливаются системы независимых островных дуг позднерифейского, венд-кембрийского и силурийско-девонского возраста, сопоставимые с современными островными дугами восточного обрамления Азии, отделенные обширными задуговыми прогибами от континента. Аккреция этих древних островных дуг завершилась формированием позднерифейских, раннепалеозойских и среднепалеозойских орогенных поясов. Формирование позднепалеозойско-раннемезозойских Монголо-Охотского и Солонкерского орогенных поясов связано с закрытием существовавших на их месте океанических бассейнов.

Мезозойские и кайнозойские орогенные пояса северо-западной окраины Тихого океана формировались в процессе конвергенции плит палео-Тихого океана и Северной Азии. Взаимное сближение океанических и континентальных плит сопровождалось рифтогенезом, открытием и последующим закрыти-

ем малых океанических бассейнов в тылу активных континентальных окраин и островных дуг. В конце миссисипия как результат предшествующего девонского рифтогенеза от восточной окраины Сибирского континента отчленяется узкая линейная полоса шельфа, которая по мере удаления от континента преобразуется во внутрокеанический Омудевский хребет. Омудевский хребет и раскрывшийся в результате этого процесса Оймяконский океанический бассейн сопоставляются с современными хребтом Ломоносова и Евразийским бассейном Северного Ледовитого океана.

Формирование орогенных поясов сопровождалось крупными (в сотни и тысячи километров) продольными сдвиговыми перемещениями, примерно параллельными границе континент–океан, что определило многие характерные их структурные особенности. К ним относятся: прямолинейная или слабоизогнутая в плане, саблевидная форма, прерывистое распространение, линзовидное, выклинивающееся окончание, отсутствие, большей частью, характерных коллизионных гранитоидов и сопряженных с орогенными поясами краевых прогибов. Сдвиговые перемещения обусловлены косым сближением океанических плит с окраиной континента.

Предложенная модель формирования орогенных поясов является предварительной и во многом требует доработки. Наиболее важными задачами последующих исследований являются: 1) установление возраста и природы процессов рифтогенеза, определивших распад протерозойского суперконтинента Родиния и образование Северо-Азиатского кратона, 2) определение природы фрагментов кратонов, рифейских и раннепалеозойских орогенных поясов, располагающихся среди ансамбля разновозрастных орогенных поясов Центральной Азии, 3) определение происхождения океанических бассейнов, на месте которых в конце палеозоя–начале мезозоя были сформированы Монголо-Охотский и Солонкерский орогенные пояса. Эти задачи невозможно решить без получения дополнительной изотопно-геохимической и геохронологической информации, позволяющей более полно судить о геодинамической природе магматических комплексов, а также о временных рамках тех или иных геологических событий. Например, для Монголо-Охотского орогенного пояса необходимы поиски возможных магматических комплексов-индикаторов ранних стадий раскрытия Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна, что может явиться ключевым доказательством природы последнего. Недостаточно исследованными в изотопно-геохимическом отношении являются об-

разования ранних стадий становления Селенгинского, а также Восточно-Монгольского, Южно-Монгольского вулcano-плутонических поясов. До сих пор остается слабо обоснованной геодинамическая природа и возраст палеозойских гранитоидов Хангай-Дарурского, Западно-Станового и Аргунского террейнов.

Корректная реконструкция истории геодинамического развития региона Центральной Азии невозможна без представительных палеомагнитных данных. Имеющиеся в настоящее время являются разрозненными и характеризуют лишь отдельные стратиграфические уровни в различных террейнах. По возможности для каждого террейна, включая перекрывающиеся образования, необходимы палеомагнитные данные, которые бы характеризовали весь стратиграфический разрез. Такие данные позволят судить о широтном положении террейна во времени, поскольку содержат элемент внутреннего контроля. Мы рекомендуем поставить такие работы в первую очередь в пределах Аргунского террейна. Результаты этих исследований позволят решить главные дискуссионные проблемы, касающиеся Монголо-Охотского орогенного пояса, что имеет первостепенное значение для понимания природы всего ансамбля орогенных поясов Центральной Азии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны и признательны В.А. Верниковскому, И.В. Гордиенко, Л.И. Попеко, Е.В. Складарову, А.П. Смелову, О.В. Королевой, С.Р. Scotese, М. Ogasawara, К. Wakita за полезное обсуждение рукописи статьи, конструктивные замечания и предложения по ее улучшению.

Исследования выполнены в рамках проектов: Интеграционного СО и ДВО РАН № 69, международного “Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia”, РФФИ (01-05-65485, 01-05-65090, 01-05-65143, 03-05-64688, 03-05-64980, 03-05-96001, 03-05-96019, 99-05-64209, 00-05-65021, 02-05-65134, 03-05-64579), РФФИ-Арктика (03-05-96001, 03-05-96019, 03-05-96002), ФЦП “Интеграция” ИО447/2321 и УР 09.01.033.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В.А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья // *Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья*. Л., 1963. С. 3–14. (Тр. ВСЕГЕИ. Т.81, нов сер.).
- Амантов В.А., Котляр Г.В., Попеко Л.И. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии // *Изв.Забайкал. фил. Географ. о-ва СССР*. 1966. Т. 2, № 4. С. 3–22.
- Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте масштаба 1: 500 000 / Отв. ред. Рутштейн И.Г., Чабан Н.Н. Чита: Ком. по геологии и использованию недр Чит. обл. Читагеолсъемка, 1997. 239 с.
- Беззубцев В.В. Структурно-вещественные комплексы позднего докембрия Таймыра и особенности их формирования // *Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири*. Новосибирск, 1981. С. 48–55.
- Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. 1:500000: Объясн. зап. Красноярск, 1986. 177 с.
- Белов А.А., Гатинский Ю.Г., Моссаковский А.А. Индосиниды Евразии // *Геотектоника*. 1985. № 6. С. 21–42.
- Беляева Г.В. Кембрий востока СССР. М.: Наука, 1988. 136 с.
- Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
- Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры. Дис.... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1995. 51 с.
- Бибикова Е.П., Карненко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Г.И., Ляликов А.В. и др. U–Pb, Sm–Nd, Rb–Pb и K–Ar возраст метаморфических и магматических пород Приохотья // *Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления*. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
- Бирюков В.М. Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 268 с.
- Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 44 с.
- Ваг О.В., Матухин Р.Г. Палеогеография Сибирской платформы в раннем карбоне // *Палеогеография фанерозоя Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 33–36.
- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. 202 с.
- Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А. и др. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36, № 12. С. 50–64.
- Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возраст постколлизионных гранитоидов Северного Таймыра: U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и Ar–Ar данные // *Докл. РАН*. 1998. Т. 363, № 3. С. 375–378.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. О рифтогенно-сдвиговой природе позднелпалеозойских–раннемезозойских гранитоидов Алтая // *Докл. РАН*. 1996. Т. 350, № 1. С. 83–86.
- Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 128 с.
- Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте м-ба 1:500000. Чита, 1991. 271 с.
- Геология Северо-Восточной Азии. Стратиграфия и палеогеография. Л.: Недра, 1972. Т.2. 527 с.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.

22. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978, 164 с.
23. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
24. Дербек И.М. Раннетриасовый вулканоплутонический комплекс северо-восточного фланга Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // Металлогения, нефтегазонасность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998. С. 229–230.
25. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
26. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием тектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 5–19.
27. Донская Т.В., Складчиков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.И., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000. Т. 374, № 1. С. 79–83.
28. Драчев С.С. Тектоника рифтовой континентальной окраины Северо-Восточной Евразии в Арктике (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское): Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1999. 40 с.
29. Дриль С.И., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Ундинский гранитоидный комплекс Восточного Забайкалья: Rb–Sr геохронология и геодинамическое положение // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН. GEOS, 2000. С.133–135.
30. Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Берейнской палеостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 2. С. 241–245.
31. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 279 с. (Тр. ССМГЭ, вып. 19.).
32. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Дриль С.И., Сандмирова Г.П. Геохимические особенности, генезис и возраст палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья (на примере Верхнеундинского батолита) // Металлогения, нефтегазонасность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Тез. докл. Иркутск, 1998. С. 245–246.
33. Захаров В.А., Курушин Н.И., Похиалайнен В.П. Палеогеографические критерии геодинамики террейнов северо-восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 3–22.
34. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое и раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
35. Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгосинклинали в хребте Дзолен // Геотектоника. 1975. № 6. С.28–44.
36. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
37. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1–2. 327 с., 334 с.
38. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1992. 25 с.
39. Иванов А.И., Лившиц О.В., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Иминская Х.Г., Головенко В.К. Докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1995. 352 с.
40. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 116 с.
41. Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm–Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса и геодинамические условия их образования // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.
42. Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2002. 40 с.
43. Казимировский М.Э., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Геохимия и Sr – изотопные характеристики магматических пород Западно-Усуглинской бимодальной вулканоплутонической ассоциации (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2001. № 6. С. 951–967.
44. Карасик А.М. Евразийский бассейн Арктического океана с точки зрения плитной тектоники // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: Изд-во НИИГА, 1974. С. 23–31.
45. Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Параметры движения литосферных плит Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1191–1196.
46. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алия // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5. С. 79–88.
47. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алия // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
48. Кириллова Г.Л. Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток: Дальнаука, 2000. 94 с.
49. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнаровский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских–кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 81–102.
50. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
51. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–29.
52. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М., 1990. С.23–54.

53. Козубова Л.А., Абрамович И.И., Клушин И.Г. Магматизм и плитная тектоника Монголо-Забайкальской складчатой системы и ее обрамления // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982. С. 120–127.
54. Кононов М.В. Абсолютное движение Тихоокеанской плиты за последние 120 млн лет // Океанология. 1984. Т. 23. С. 484–492.
55. Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляров Е.В., Хаин Е.В. Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 152–168.
56. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. 74 с.
57. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Василяев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U–Pb геохронологических исследований // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 227–239.
58. Красный Л.И., Вольский А.С., Пэн Юньбяо и др. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1: 2 500 000: Объясн. зап. СПб.-Благовещенск–Харбин: МПР РФ, М-во геологии и минер. ресурсов КНР. Упр. геологии и полез. ископаемых пров. Хэйлуцзян, 1996. 135 с.
59. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. 1963. С. 3–70. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 13.).
60. Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде–кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1042–1051.
61. Малых А.В. Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 1997. № 3. С. 28–38.
62. Матухин Р.Г. История развития девонских бассейнов Сибирской платформы // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 17–33.
63. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. “Гео”, 2001. 251 с.
64. Мейен С.В. Пермские флоры // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. С. 111–157. (Тр. ГИН АН СССР; Вып 208).
65. Мельников Н.В., Асташкин В.А., Килина Л.И., Шишкин Б.Б. Палеогеография Сибирской платформы // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 10–17.
66. Мельников Н.В., Шелин Г.Г., Ефимов А.О. Палеогеография Сибирской платформы в венде // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 3–10.
67. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.
68. Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А., Джи Д., Торсвик Т. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С.1816–1020.
69. Митрофанов Ф.П., Бибикина Е.В., Грачева Т.В. и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых (серых) гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 3. С. 670–674.
70. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975. 319 с.
71. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1994. Т. 27. С. 445–473.
72. Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 125 с.
73. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
74. Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкая Е.Р., Яковлева С.З., Кориковский С.П., Селько А.И., Ажимова А.И. Возраст регионального метаморфизма и пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе // Изотопная датировка эндогенных рудных месторождений: Тез. докл. Киев, 1990. С. 130–132.
75. Оболенский А.А., Берзин Н.А., Дистанов Э.Г. и др. Металлогения Центрально-Азиатского орогенного пояса // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1588–1604.
76. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / Отв. ред. Г.В. Котляр, Д.Л. Степанов. Л.: Недра, 1984. 280 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Т. 286).
77. Павлова Е.Е., Дуранте М.В., Мананков И.Н., Морозова И.П. Биogeографическое положение Монголии в позднем палеозое // Проблемы палеобиogeографии Азии. М.: Наука, 1986. С. 87–97. (Тр. ССМПЭ, вып. 29).
78. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
79. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойской Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
80. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
81. Парфенов Л.М., Бердников Н.В., Войнова И.П., Врублевский А.А. и др. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 240 с.
82. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
83. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. № 11. С. 1563–1574.
84. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 3–13.

85. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. № 5. С. 24–43.
86. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
87. Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность и геодинамика юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С.19–30.
88. Попеко Л.И. Биогеография позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 4. С.16–29.
89. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 228 с.
90. Руженцев С.В. Геология Гобийского Тянь-Шаня и проблемы Южно-Монгольского океана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 6. С. 12–19.
91. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А. Тектоника Заалтайской зоны Монголии // Геотектоника. 1985. № 4. С. 28–40.
92. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А. и др. Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101–137.
93. Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.
94. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника Барунхурайской котловины Монголии // Геотектоника. 1992. № 1. С. 94–110.
95. Руженцев С.В., Поспелов И.И., Бадарч Г. Тектоника Индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13–27.
96. Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П. История раскрытия Евразийского бассейна в Арктике // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1156–1161.
97. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихоте-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
98. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
99. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
100. Суетенко О.Д. Нижнесилурийские отложения Юго-Восточной Монголии // Сов. геология. 1967. № 4. С. 15–25.
101. Суетенко О.Д. Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии // Геотектоника. 1973. № 3. С. 102–115.
102. Сурков В.С., Коробейников В.П. (ред). Тектоническая карта Сибири (докембрийские и палеозойские структурно-формационные комплексы). Новосибирск: СНИИГ-ГИМС, 1997.
103. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О. Г. и др. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.
104. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
105. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
106. Тектоническая карта Охотоморского региона м-ба 1:2500000: Объясн. зап. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
107. Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Жуланова И.Л., Дылевский Е.Ф., Палымский Б.Ф. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги масштаба 1:500000. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 144 с.
108. Томуртоого О. Офиолиты и формирование складчатых поясов Монголии: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1989. 59 с.
109. Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М. и др. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника. 1991. № 6. С. 76–93.
110. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, металлогения и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
111. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Науч. мир, 2001. 606 с.
112. Хаин Е.В. Диденко А.Н., Гибшер А.С., Федотова А.А. Судьба суперконтинента Родиния в свете новых геологических и геохронологических данных, полученных по офиолитам и островодужным комплексам Урало-Монгольского складчатого пояса // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия: Материалы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 238–285.
113. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского Края. Владивосток: Дальнаука, 1996. 61 с.
114. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое–раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии: Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.
115. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо–кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
116. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.
117. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
118. Хун Ч., Чуньцин Ч., Чжень Я., Хэн Ц. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеан. геология. 2000. № 1. С. 109–117.
119. Шевелев Е.К., Кузьмин С.П. Новые данные по стратиграфии Баджальской зоны // Новые данные о палеозойской и мезозойской стратиграфии Дальнего Востока. Владивосток: АН СССР, 1990. С. 72–80.
120. Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 41–58.
121. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
122. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 193 с.

123. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской южно-хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С.28–45.
124. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальников Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–37.
125. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С.3–29.
126. Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бормин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин М.И., Сандимирова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского – Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т.9, № 4. С.351–380.
127. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. of Asian Earth Sciences. 2002. № 21. P. 87–110.
128. Berzin N.A. Middle Paleozoic magmatic complexes of the south-western margin of the Siberian Continent: structural position and geodynamic environments // IGCP – 420 Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from East-Central Asia. Urumqi, Xinjiang, China, 1998. P. 5.
129. Berzin N.A. A kinematic model for the formation of Altai-Sayan fold region: structural constrains // Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia. IGCP – 420. Novosibirsk, 2001. P. 8–11.
130. Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian – Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleosian ocean. VSPIntern. Sci. Publishers, Netherlands, 1994. P. 53–70.
131. Buslov M.M., Saphonova I.I., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geoscientist J. 2001. V. 5, № 3. P. 203–224.
132. Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., and Stepanov V. Synchronism of the Siberian traps and the Permian – Triassic boundary. Science. 1992. V. 258, № 11. P. 1760–1763.
133. Cao Congzhou, Tian Changlie and Yang Fanglin. The discovery of the sheeted dike swarms and their geological significance in Solonshan-Hegenshan ophiolite zone // Inner Mongolia and position of suture line between Sino-Korean and Siberian plates: Contributions to the project plate tectonics of Northern China. Beijing: Geological Publishing House. 1987. № 20. P. 125–134 (in Chinese).
134. Chen Qi. Evolution of Bainaimiao – Wenduermiao regional structure and paleo-plate tectonics in the northern margins of North China // J. Changchun Univ. Earth Sci. 1992. V. 22. P. 118–128 (in Chinese).
135. Chen B., Jahn B.M., Wilde S., Xu B. Two contrasting Paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: petrogenesis and tectonic implications // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 157–182.
136. Cheng Yuqi (Ed.). An introduction to China regional geology. Beijing: Geological Publishing House, 1994. P. 1–517 (in Chinese).
137. Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. Cordilleran suspect terranes. Nature. 1980. V. 239. P. 329–333.
138. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., and Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357–393.
139. Engebretson D., Cox A., Gordon R.C. Relative motions between ocean and continental plates in Pacific basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 106. 1985. P. 1–59.
140. Fujita K., Newberry J.T. Accretionary terranes and tectonic evolution of northeast Siberia // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions (Eds. M. Hashimoto and S. Uyeda). Tokyo: Terrapub, 1983. P. 43–57.
141. Geology of Korea. Pyongyang: Foreign Languages Books Publishing House, 1993. 620 p.
142. Hatcher R.D. Structural geology. Columbus, Ohio: Merrill Publishing Company, 1990. 531 p.
143. Howell D.G. Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth. London; New York: Chapman and Hall, 1989. 232 p.
144. Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: principles of terrane analysis // Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Houston: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. V. 1. P. 3–31.
145. Hu Xiao, Niu Shuying. A study of early Paleozoic subducted zone in Ontersum district, Inner Mongolia and position of suture line between Sino-Korean and Siberian plates // Contributions to the projection plate tectonics of Northern China. Beijing: Geological Publishing House, 1986. № 1. P. 87–99 (in Chinese).
146. Inger S., Scott R.A., Golionko V.G., Tectonic evolution of the Taimyr Peninsula, northern Russia: implications for Arctic continental assembly // Journal of the Geological Society, London. 1999. V. 156. P. 1069–1072.
147. Ingle J.C. (Jr.), Suyehiro K., von Breymana M.T. et al. Introduction, background and principal result of Leg 128 of the ODP, Japan Sea, 1990. Proc. ODP Init. Reports, 128. P. 3–38.
148. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // The Island Arc. 1997. V. 5–6. P. 56–82.
149. Jolivet L. Timing and kinematics of Japan Sea opening control by subduction and intracontinental deformation // Abstracts of 29-th IGC. V 1. Japan. 1992. P. 107.
150. Jones D.G., Howell D.G., Coney P.J., Monger J.W.H. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America // Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Tokyo: Terrapub, 1983. P. 21–35.
151. Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kroner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A. The Paleo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Paleozoic: new geochronologic data and paleotectonic reconstruction // Precambrian Research. 2003. N 122. P. 329–358.
152. Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V., Vernikovskiy V.A., Volobuyev M.I. Circum-Siberian Neoproterozoic ophiolite belt // Ofoliti. 1997. V. 22, N 2. P. 195–200.

153. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // *Earth Science (Chikyu Kagaku)*. 2001. V. 55. P. 275–291.
154. Kiminami K., Kontani Y. Mesozoic arc-trench systems in Hokkaido // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*. Hashimoto M. and Uyeda S. eds. 1983. P. 107–122.
155. Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Ishizuka H., Miyashita S., Okamura M., Melnikov O., Lushenko V. A deep section complex: Susunay Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin // *The Island Arc*. 1992. V. 1. P. 166–175.
156. Kirillova G.L. Late Mesozoicenozoic sedimentary basins of active continental margin of Southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal-oil-gas presence // *Marine and Petroleum Geology*. 2003. V. 20, 3–4. P. 385–397.
157. Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sokhote-Alin and Japan regions // *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.* 1989. N 69. P. 213–232.
158. Kozakov I.K., Kotov A.B., Kovach V.P., Salnikova E.B. Crust forming processes in geological evolution of the Baidrag block in Central Mongolia: a Sm–Nd isotope data // *Petrology*. 1997. V. 5, N 3. P. 227–235.
159. Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zones, Siberia // *Geophys. J. Int.*. 2002. V. 148. P. 34–57.
160. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 148. P. 1–33.
161. Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (~800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc – continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precambrian Research*. 2001. N 110. P. 109–126.
162. Lamb M., Badarch G. Paleozoic sedimentary basins and volcanic–arc systems of Southern Mongolia: new stratigraphic and sedimentologic constraints // *International Geology Review*. 1997. V. 39. P. 542–576.
163. Lamb M.A., Badarch G. Paleozoic sedimentary basins and volcanic arc systems of southern Mongolia: new geochemical and petrographic constraints // *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of Central Asia – from continental assembly to intracontinental deformation* / Hendrix M.S., Davis G.A. (eds.). 2001. Geological Society of America Memoir. V. 194. P. 117–149.
164. Lauer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. P. 167–170.
165. Lee Y.S., Nishimura S., Min K.D. Paleomagnetotectonics of East Asia in the Proto-Tethys Ocean // *Tectonophysics*. 1997. V. 270. P. 157–166.
166. Levashova N.M., Bazhenov M.L. Late Cretaceous paleomagnetism of the East Range island arc complex, Kamchatka: implications for terrane movements and kinematics of the northwest Pacific // *J. of Geophys. Res.* 1997. V. 102, N B 11. P. 843–857.
167. Li Weiguao. Rocks and Stratum in Inner Mongolia, China // University of Geosciences Press. 1996. N 2. P.136–150 (in Chinese).
168. Li Zitong, Zhao Chunjin. Late Triassic magmatic activities in relation to plate tectonics of the eastern part of Jilin and Heilongjiang provinces, Northeast China. 1988. P. 66–75 (in Chinese).
169. Liu Delai, Chen Fajing, Guan Defan, Tang Jianren and Liu Chuirong. The formation, evolution and lithospheric dynamics of Songliao Basin // *Scientia Geologica Sinica*. 1996. V. 31, N 4. P. 397–406 (in Chinese).
170. Liu Li, Wang Xiaolin, Liu Zhaojun, Liu Wanzhu, Xue Fang and Zhao Manping. Tectonic-sedimentary evolution of Mesozoic and Cenozoic rift basins along Manzhouli-Suifenhe Geoscience Transect (M-SGT) // *M-SGT Research Group, Lithospheric structures and evolution along Manzhouli-Suifenhe Geoscience Transect of China*. Beijing: Seismic Publishing House, 1994. P. 1–10 (in Chinese).
171. Liu D.Y., Nutman A.T., Compston W., Wu J.S., Shen Q.H. Remnants of >3800 Ma crust in the Chinese part of Sino-Korean Craton // *Geology*. 1992. V. 20. P. 339–342.
172. Lu Liangzhao, Xu Xuechun, and Dong Yongsheng. Three main styles of Early Precambrian metamorphic evolution in Northern Sino-Korea Craton and their geodynamics // *Geological Journal of China Universities*. 1998. V. 4, N 1. P. 1–10 (in Chinese).
173. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions, an example of Japanese Islands // *Tectonophysics*. 1986. V. 127. P. 305–329.
174. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terrabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*. 1997. V. 5–6. P. 113–134.
175. Matsukawa M., Takahashi O., Hayashi K., Ho M., Kononov V.C. Early Cretaceous paleogeography of Japan, based on tectonic and faunal data // *Mem. Geol. Soc. Japan*. 1997. N 48. P. 29–42.
176. Mizutani S. Mesozoic terranes in the Japanese Islands and neighbouring East Asia // *Terrane Accretion and Orogenic Belts* (eds. E.C. Leitch and E. Scheibner). Geodynamic ser. 1993. V. 19. P. 263–273.
177. Monger J.W.H., Nokleberg W.J. Evolution of northern North American Cordillera, generation, fragmentation, displacement, and accretion of successive North American plate margin arcs // *Geology and ore deposits of the American Cordillera*. Geological Society of Nevada Symposium, Reno – Sparks, Nev. 1995. Proceedings. 1996. P. 1133–1152.
178. Munkhtsengel B., Iizumi Sh. Petrology and geochemistry of the Lugiin gol nepheline syenite complex in the Gobi-Tien-shan foldbelt, south Mongolia: a post collisional potassic magmatism // *Mongolian Geoscientist*. 1999. N 14. P. 12–13.
179. Natal'in B.A. Hystory and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *The Island Arc*. 1993. N 2. P. 15–34.
180. Natal'in B.A., Zyabrev S.V. Structure of Mesozoic rocks of the Amur River Valley. Field Trip Guide Book. Khabarovsk: Far Eastern Branch, USSR Academy of Sciences, 1989. 48 p.
181. Nevolina S.I., Sokarev A.N. Paleomagnetic directions and pole positions. Data for the USSR – issue 6, as quoted in the Lock and McElhinny database. 1986.

182. Niida K., Kito N. Cretaceous arc – trench systems in Hokkaido // *Geology and Tectonics of Hokkaido. Monograph of the Association for the Geological Collaboration in Japan*, 1983. P. 379–402.
183. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1626, 2000. 122 p.
184. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids in the context of plate-tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 139. P. 319–342.
185. Parfenov L.M., Vetluzhskikh V.G., Gamyani G.N., Davydov Yu.V., Deikunenko A.V., Kostin A.V., Nikitin V.M., Prokopiiev A.V., Smelov A.P., Supletsov V.M., Timofeev V.F., Fridovskiy V.Yu., Kholmogorov A.I., and Yakovlev Ya.V. Main Metallogenic Units of the Sakha Republic (Yakutia), Russia // *International Geology Review*. 1999. V. 41, N 5. P. 425–457.
186. Plafker G., Berg H.D. Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska // *The geology of Alaska. The Geology of North America*. Boulder: Geological Society of America, 1994. V. G–1. P. 989–1021.
187. Ren Jishun, Wang Zuoxun, Chen Bingwei et al. The tectonics of China from a global view – a guide to the tectonic map of China and adjacent regions. Beijing: Geological Publishing House, 1999. 32 p.
188. Scotese C.R. Continental drift, Phanerozoic plate tectonic reconstructions. Arlington, University of Texas, Department of Geology, Paleomap Progress Report 36, edition 7 (CD-ROM), 1997.
189. Şengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge: University Press, 1996. P. 486–640.
190. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.
191. Sklyarov E.V. (Ed.) Assembly and breakup of Rodinia supercontinent: evidence from South Siberia. Irkutsk, Institute of the Earth's crust, 2001. 201 p.
192. Stratigraphy (Lithostratic) of Nei Mongol Autonomous Region (Li Wenguo, chief ed.). Bureau of Geology and Mineral Resources of Nei Mongol Autonomous Region. University of Geosciences Press, 1996. № 2. P. 136–150 (in Chinese).
193. Sun Jiapeng, Zhang Xingzhou and Yang Baojun. The formation of Mesozoic and Cenozoic basins and geodynamics in eastern China // *World Geology*. 1997. V. 16, N 3. P. 1–6 (in Chinese).
194. Sun Jiapeng, Ye Mao, Dong Yongsheng and Sun Weizhi. Terrane tectonics in the northeast part of northeast of China // *Journal of geoscientific research in northeast Asia*. 2000. V. 3, N 1. P. 48–53.
195. Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., McWilliams M. et al. Proc. ODP. Sci. Results, 127/128, Pt. 2. College 1992 College Station, TX (ODP). 1992.
196. Tian Zhaiyi and Zhang Qingchun. Lithofacies palaeogeography of combination gas-bearing basins and combination gas in China. Beijing: Geological Publishing House, 1997. P. 1–260 (in Chinese).
197. Twiss R.J., Moores E.M. *Structural geology*. N. Y.: Freeman, 1992. 532 p.
198. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso – Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precambrian Research*. 2001. 110. P. 127–141.
199. Wang Q., Liou X.Y. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China // *Tectonics*. 1986. N 5. P. 1073–1088.
200. Wilde S.A. Early Paleozoic high-grade metamorphism in the Jiamusi Massif, Northeastern China: possible links to Gondwana and Siberia // *Assembly of Breakup of Rodinia supercontinent: evidence from South Siberia* / Ed. E.V. Sklyarov. Guidebook and abstract volume. Workshop IGCP – 440, Irkutsk, Russia, 2001. P. 192–197.
201. Wilde S.A., Dorsett-Bain H.I., Lennon R.C. Geological setting and controls on the development of graphite, sillimanite and phosphate mineralization within the Jiamusi Massif: on exotic fragment of Gondwanaland located in Northeast China // *Gondwana Research*. 1999. V. 2. P. 21–46.
202. Wilde S.A., Wu F. Timing of granite emplacement in the Central Asia orogenic belt of Northeastern China // *Gondwana Research*. 2001. V. 4, N 4. P. 823–824.
203. Windley B.F., Cunningham W.D., Badarch G., Tomurtogoo O., Kroener A., Xiao W. Tectonic evolution of Mongolia and contiguous China // *Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with special emphases on Co-Cu -porphyry systems*. London: CERCAMS-2 workshop, 2003 (in press).
204. Wu Jiashan, Geng Yuansheng, Shen Qihan, Wan Yusheng, Liu Dunyi and Shong Biao. Archean geology characteristics and tectonic evolution of Sino-Korean paleocontinent. Beijing: Geological Publishing House, 1998. 212 p. (in Chinese).
205. Xu Guirong, Yang Weiping. Permian // *The Palaeobiogeography of China* / Yin Hongfu (ed.). Oxford: Clarendon Press, 1994. P. 163–188.
206. Xu Wenliang, Sun Deyou and Zhou Yan. The division of Paleozoic tectonic units in Manzhouli-Suifenhé Transect indicated from igneous rocks // *M – SGT Research Group, Lithospheric structures and evolution along Manzhouli-Suifenhé Geoscience Transect of China*. Beijing: Seismic Publishing House, 1994. P.105–112 (in Chinese).
207. Yakubchuk A. The Baikaliide-Altaid, Transbaikal-Mongolia and North Pacific orogenic collages: similarity and diversity of structural patterns and metallogenic zoning // *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen* / Blundell D.J et al. (eds). Geological Society, London, Special Publication. 2002. N 204. P. 273–279.
208. Yakubchuk A.S., Edwards A.C. Auriferous Paleozoic accretionary terranes within the Mongol-Okhotsk suture zone, Russian Far East // *Proceedings Pacrim'99, 10–13 October 1999*. 1999. Bali, Indonesia. The Australian Institute of Mining and Metallurgy publication series, 4/99. P. 347–358.
209. Yang Q., Mizutani S., and Nagai H. Biostratigraphic correlation between the Nadanhada Terrane of NE China and Mino Terrane of Central Japan // *J. Earth Planet. Sci*. 1993. V. 40. P. 27–43.
210. Yin A., Nie S. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighbouring regions // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, 1996. P. 442–485.

211. Zhang K.-J. North and South China collision along the eastern and southern North China margins // *Tectonophysics*. 1997. V. 270. P. 145–156.
212. Zhao X., Coe R.S., Zhao Y., Wu H., Wang J. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 43–82.
213. Zhao X., Coe R.S., Gilder S.A., Frost G.M. Palaeomagnetic constrains on the palaeogeography of China: implications for Gondwanaland // *Australian Journ. Earth Sci.* 1996. V. 3. P. 643–672.
214. Zhao Chunjin, Peng Yujing, Dang Zengxin and Zhang Yunping. *Tectonic Framework and Crust-Evolution of Eastern Jilin and Heilongjiang Provinces*. Shenyang: Liaoning University Press, 1996. 172 p. (in Chinese).
215. Ziegler A.M., Rees P.M., Rowley D.B., Bekker A., Quing L., Hulver M.L. Mesozoic assembly of Asia: constrains from fossil floras, tectonics, and paleomagnetism // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, 1996. P. 371–400.
216. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V. Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans // *Earth. Plan. Sci. Lett.* 1985. V. 74, N 1. P. 103–116.

L.M. Parfenov, N.A. Berzin, A.I. Khanchuk, G. Badarch, V.G. Belichenko, A.N. Bulgatov, S.I. Dril, G.L. Kirillova, M.I. Kuzmin, W.J. Nokleberg, A.V. Prokopyev, V.F. Timofeev, O. Tomurtogoo, H. Yang

A model for the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia

A model for the formation of Late Riphean, Paleozoic and Early Mesozoic orogenic belts of Central and Northeast Asia, framing the North Asian and Sino-Korean cratons, and of Mesozoic and Cenozoic orogenic belts of the northwestern margin of the Pacific Ocean is substantiated in the context of plate tectonics. Systems of independent island arcs of Late Riphean, Vendian-Cambrian and Silurian-Devonian age are established that accreted to the North Asian craton to form Late Riphean, Early Paleozoic and Late Paleozoic orogenic belts. The formation of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Mongol-Okhotsk and Solonker orogenic belts was related to the closure of ocean basins that existed at their place and to subduction of the oceanic crust beneath the adjacent continental margins upon which above-subduction magmatic arcs were located.

The Mesozoic and Cenozoic orogenic belts of the northwestern margin of the Pacific Ocean were forming in the process of convergence of the paleo-Pacific Ocean and North Asian plates. Mutual convergence of the oceanic and continental plates was accompanied by rifting, opening and subsequent closing of minor ocean basins in the rear of active continental margins and island arcs.

The formation of the orogenic belts discussed in this paper was accompanied by large (hundreds and thousands of kilometers) longitudinal strike-slip motions nearly subparallel to the continent-ocean boundary. This defined many characteristic features of the orogenic belts, such as their rectilinear or slightly curved shape in plan, discontinuous extension, lens-like thinning-out termination, and the absence of characteristic collisional granitoids and foredeeps conjugate to orogenic belts.

ТЕРРЕЙНОВЫЙ АНАЛИЗ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

А.П. Смелов, В.Ф. Тимофеев

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

В статье рассматриваются принципы и методы террейнового анализа применительно к изучению тектонического строения кристаллического фундамента древних кратонов. Использование террейнового подхода было впервые предложено Л.М. Парфеновым и позволяет выделять в строении фундамента различные по возрасту и способам формирования орогенные пояса и стабильные кратонические области, а также показывать их внутреннее строение. На примере Северо-Азиатского кратона показано, что континентальная кора была сформирована в три главных тектонических этапа: 1 – в позднем архее (3,0–2,6 млрд лет) – образование ранних кратонов, 2 – палеопротерозое (2,1–1,9 млрд лет) – образование орогенных поясов в результате коллизии архейских континентов и микроконтинентов (этап формирования собственно Северо-Азиатского кратона как части суперконтинента Пангея) и 3 – мезопротерозое (<1,4 млрд лет) – образование орогенных поясов по его окраинам. Отмечено, что после каждой стадии орогенеза происходит формирование разных по масштабам рифтогенных структур. Представлена серия палеотектонических реконструкций, иллюстрирующих главные этапы становления и эволюции фундамента Северо-Азиатского кратона.

Ключевые слова: террейновый анализ, докембрий, кристаллический фундамент, Северо-Азиатский кратон.

ВВЕДЕНИЕ

Леонид Михайлович Парфенов долгие годы был лидером большого коллектива геологов, развивавших основы и методы террейнового анализа как в России, так и за рубежом. Одно из ключевых понятий террейнового анализа строения орогенных поясов – кратон [15]. Согласно определению, кратон включает древнюю платформу и внешние зоны (складчато-надвиговые пояса) примыкающих орогенов, имеющих тот же докембрийский кристаллический фундамент, что и платформа. Перекрывающие фундамент мощные деформированные осадочные толщи связаны постепенными переходами по латерали с синхронными образованиями чехла древней платформы. Так, Северо-Азиатский кратон включает Сибирскую платформу и расположенные по её периферии разновозрастные складчато-надвиговые пояса: Верхоянский, Байкало-Патомский, Енисейского кряжа и Южного Таймыра. Внешние зоны орогенных поясов отделяются от платформы фронтальными надвигами или фронтальными моноклиналями. Характер деформаций в пределах поясов определяется надвигами, в том числе региональными тектоническими срывами, которые отслаивают осадочные

толщи от кристаллического фундамента, а также крупными складками.

Обычно при тектоническом анализе фанерозойских орогенных поясов кратон рассматривается как древний стабильный фрагмент земной коры. Начиная с 90-х годов прошлого века, впервые при изучении строения кристаллического фундамента кратонов были использованы основные понятия и методы террейнового анализа [15, 41]. Их применение позволило получить принципиально новые данные о тектоническом строении Северо-Азиатского кратона и создать серию палеотектонических реконструкций, объясняющих геодинамику его становления в раннем докембрии.

ОСНОВЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ФУНДАМЕНТА КРАТОНОВ

Л.М. Парфенов [15] обратил внимание, что раннедокембрийские структуры фундамента кратонов, обнажающиеся в пределах щитов, представляют собой мозаику блоков размером в сотни километров в поперечнике, которые разделяются и обрамляются линейными поясами складчатых и в различной степени метаморфизованных (до гранулитовой фации)

пород. На Канадском щите подобные структуры описывались как провинции, субпровинции, орогенные и гранулитовые пояса. В Африке и Австралии – как кратоны, сложенные гранит-зеленокаменными образованиями, и мобильные пояса, сложенные породами, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях. На Алдано-Становом щите – как складчатые области, системы и зоны. В последние годы термин террейн все шире используется при описании этих крупных раннедокембрийских тектонических единиц, а также более мелких блоков внутри них [29, 31, 32, 34, 41].

Применение термина террейн к раннедокембрийским тектоническим единицам, ограниченным разломами и различающимся по своим геологическим характеристикам и, следовательно, по истории геологического развития, представляется правомерным. Если отвлечься от глубокого метаморфизма горных пород, то легко заметить, что общий мозаичный узор раннедокембрийской структуры во многом сходен со структурами некоторых фанерозойских орогенных поясов, в частности, так называемого “мозаично-блокового” строения, такими как палеозойские структуры Центрального Казахстана или мезозойды Северо-Востока России [15].

В раннедокембрийских структурах кратонов предлагается выделять террейны, определяемые как ограниченные разломами крупные (десятки и первые сотни километров в поперечнике) тектонические единицы, различающиеся по истории своего геологического развития. Раннедокембрийские террейны, как и в фанерозойских орогенных поясах, могут объединяться в составной террейн и супертеррейн. Террейны разделяются зонами тектонического меланжа, в пределах которых тектонически совмещены пластины, сложенные породами смежных террейнов, а также породами нижних горизонтов земной коры, представленных гранулитами повышенных давлений. Все эти породы претерпели повторный высокотемпературный метаморфизм. К зонам меланжа обычно приурочены анортозиты. На Анабарском щите подобные зоны меланжа шириной до нескольких десятков километров, разделяющие блоки (террейны) гранулитов различного состава, описаны как глубоко эродированные зоны разломов [12].

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Тектоническое районирование фундамента Северо-Азиатского кратона обычно базируется на данных по строению его обнаженных частей (Алдано-

Становой и Анабарский щиты), результатах петрографического изучения метаморфических пород из керн глубоких скважин и ксенолитов в кимберлитах, а также анализе магнитных аномалий. В то же время, большинство тектонических карт, составленных практически по одним и тем же данным, существенно отличаются по геологическому содержанию и часто противоречат друг другу. Это, с одной стороны, обусловлено тем, что при составлении карт в их основу заранее закладывается определенная геотектоническая концепция, а с другой – недостатком наших знаний о вертикальном строении, составе и этапах становления консолидированной коры.

Исследованиями последнего десятилетия доказано, что в строении Алдано-Станового и Анабарского щитов значительную роль играют раннепротерозойские гранулитовые комплексы, а также фрагменты земной коры, сложенные гранит-зеленокаменными образованиями как архейского, так и раннепротерозойского возраста. Установлено широкое развитие глубинных надвигов, тектонических покровов и крупных сдвигов. Эти и многие другие данные указывают на необходимость поиска новых подходов к анализу строения докембрийских провинций. Одним из них является адаптация и уточнение основных положений террейнового анализа применительно к специфике геологического строения полиметаморфических областей. Правомочность такого подхода обосновывается находками офиолитов с возрастом 1,8–1,9 млрд лет в Центральной Аризоне [28] и на Канадском щите [43], эклогитов подобного возраста в Гренландии [38] и на Алдано-Становом щите [42], что, возможно, свидетельствует о проявлении механизмов тектоники литосферных плит в данное время [23].

Неоднократное и интенсивное проявление эндогенных процессов в докембрии приводит к исчезновению первоначальной стратиграфической последовательности и делает невозможным применение методов тектоностратиграфического анализа для выделения и типизации террейнов. В качестве альтернативы может выступать тектоноформационный принцип, в основе которого лежит анализ типов и ассоциаций пород, возраста их протолитов, изучение фациальных условий, термодинамических режимов и возраста кульминационного метаморфизма, определение главных типов деформаций и последовательности их проявления. Типизация террейнов должна базироваться на их вещественном составе. При тектоническом районировании необходимо выделять гранит-зеленокаменные, тоналит-трондьемитогнейсовые, парагнейсовые, гранулит-ортогнейсовые, гра-

нулит-парагнейсовые террейны, состав которых отражает различные геодинамические условия их формирования и последующей эксгумации.

Типизация террейнов погребенной части фундамента по вещественному составу затруднена дискретностью наблюдений, неоднозначностью интерпретации петрографических данных и гетерогенностью строения верхнего и нижнего слоев консолидированной коры. Основой типизации должен стать анализ породных ассоциаций, вскрываемых глубокими скважинами, то есть верхнего слоя консолидированной коры. При этом необходимо учитывать, что, например, граниты, гранитогнейсы и амфиболиты встречаются практически во всех типах террейнов. С осторожностью необходимо относиться к данным, полученным по коровым ксенолитам из кимберлитовых трубок. В основном они представлены различными типами гранулитов и чаще всего имеют мафический состав. Такие породы могут присутствовать как в различных частях коры гранулитогнейсовых террейнов, так и в глубинных частях гранит-зеленокаменных и тоналито-гнейсовых террейнов.

Для создания тектонических карт, на основе которых возможно построение динамических моделей формирования докембрийской коры, одной типизации террейнов по формационному признаку недостаточно, так как однотипные по составу террейны могли быть образованы в разное время. Дополнительно необходима информация о времени формирования протолитов, времени проявления кульминационного метаморфизма, возрасте перекрывающих и сшивающих образований, которая в полном объеме может быть получена только для обнаженных частей фундамента. Для погребенного фундамента одним из возможных подходов к изучению возраста и этапов формирования континентальной коры является исследование изотопного состава Nd пород из скважин глубокого бурения и коровых ксенолитов в кимберлитах. Nd-изотопная систематика гранитоидов позволяет в первом приближении оценить время отделения их протолитов от мантийного субстрата (возраст формирования континентальной коры). Изучение изотопного состава Nd кластических осадочных пород позволяет определить средний модельный возраст источников их сноса и, следовательно, позволяет оценить нижнюю возрастную границу накопления супракрустальных толщ. Результаты Sm-Nd изотопных исследований пород известково-щелочной серии в первом приближении определяют время отделения родоначальных для них расплавов от мантийного источника. По результатам исследований выделяются изотопные провинции и определяется нижний воз-

раст кульминации метаморфизма в них. Считается, что тектонические провинции с аккреционным способом формирования континентальной коры являются изотопно гомогенными, а с коллизионным – изотопно гетерогенными.

Таким образом, предлагаемые принципы тектонического районирования кристаллического фундамента позволяют выделить в его составе различные по возрасту и способам формирования орогенные пояса и стабильные области, а также показать их внутреннее строение.

ТЕТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

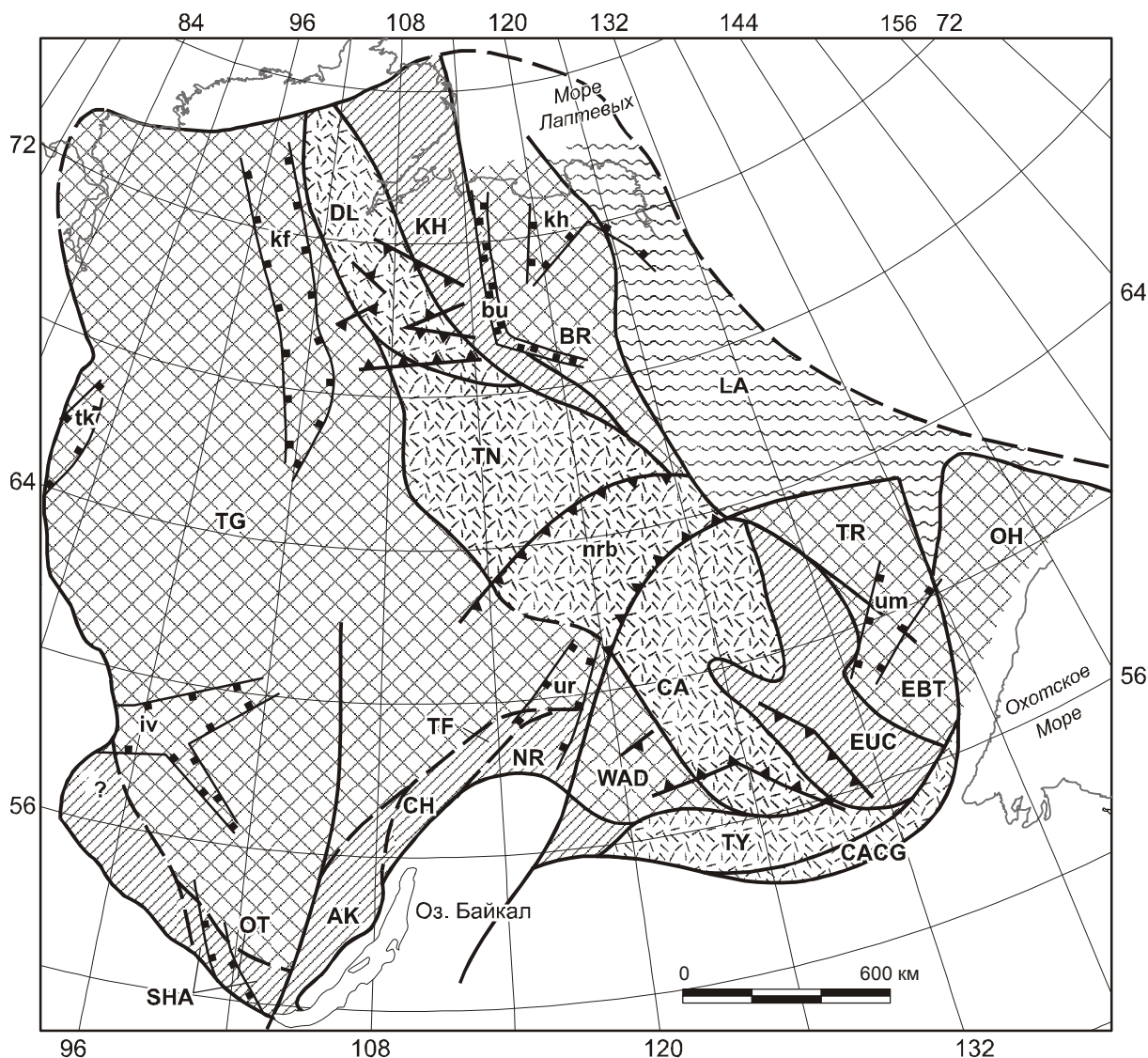
Представленная на рис. 1 схема строения фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона основана на полученных в последние годы данных по вещественному составу и Sm-Nd датированию пород из ксенолитов кимберлитовых трубок и керна глубоких скважин [21], на корреляции полученных результатов с материалами по Алдано-Становому и Анабарскому щитам, Оленекскому поднятию, а также на анализе систем магнитных аномалий. На данной схеме показаны фрагменты архейских кратонов, различные по составу и истории развития террейны палео- и мезопротерозойских орогенных поясов, докембрийские рифты и дайковые пояса, что отличает ее от предложенных ранее [6, 10, 25, 41] и позволяет проводить геодинамические реконструкции.

Главными тектоническими единицами фундамента являются Западно-Якутский и Восточно-Якутский архейские кратоны с возрастом консолидации более 2,6–2,5 млрд лет, разделяющие их Далдыно-Алданский и Хапчано-Учурский орогенные (гранулитовые) пояса и обрамляющие с юга Шарыжалгай-Нечерский и Становой с возрастом консолидации 2,1–1,9 млрд лет, а с востока – Лена-Алданский мезопротерозойский с возрастом 1,4–1,0 млрд лет орогенные пояса.

Кратоны

Западно-Якутский кратон включает Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн и выделяемый под платформенным чехлом Тунгусский тоналит-трондьемитогнейсовый террейн.

Западно-Алданский составной террейн, расположенный на западной окраине Алдано-Станового щита, сложен архейскими образованиями различного типа, метаморфизованными в широком диапазоне температур и давлений [13, 19]. Преобладают ортогнейсы тоналит-трондьемитового состава, которые слагают несколько крупных линейных блоков, разделенных 4-мя долготными поясами бластомилонитов



Террейны архейских кратонов:

- Западно-Якутский кратон: Западно-Алданский (WAD) и Тунгусский (TG) террейны; Восточно-Якутский кратон: Батомгский (EBT), Беректинский (BR), Охотский (OH) и Тыринский (TR) террейны

Палеопротерозойские орогенные пояса:

- С переработанной архейской и палеопротерозойской корой: Далдыно-Алданский орогенный пояс: Центрально-Алданский (CA), Далдынский (DL) и Тунгусский (TN) террейны; Становой орогенный пояс: Чогарский (CACG) и Тындинский (TY) террейны
- С преимущественно палеопротерозойской корой: Хапчано-Учурский орогенный пояс: Хапчанский (KH) и Учурский (EUC) террейны; Шарыжалгай-Нечерский орогенный пояс: Аkitканский (AK), Чуйский (CH), Нечерский (NR), Оnotский (OT), Шарыжалгайский (SHA), Тонодский (TF) террейны
- Лено-Алданский (LA) мезопротерозойский орогенный пояс
- Мезопротерозойские рифтовые и дайковые пояса: Нюрбинский (nrb)
- Неопротерозойские рифтовые и дайковые пояса: Билоро-Уджинский (bu), Иркинеево-Ванаварский (iv), Хастахский (kh), Котуйско-Фомичевский (kf), Турухано-Хантайский (tk), Усть-Майский (um) и Уринский (ur)

Рис. 1. Тектоническая схема фундамента Северо-Азиатского кратона.

протяженностью в 300 км и шириной до 30 км, в которых сосредоточены тектонические пластины зеленокаменного комплекса. Гранулитовый комплекс слагает ограниченные разломами блоки и тектонические пластины. Все эти блоки и зоны могут быть выделены в самостоятельные террейны. Поэтому Западно-Алданский террейн определяется как составной, состоящий из нескольких террейнов, отличительной особенностью которых является присутствие архейских зеленокаменных образований и ортогнейсов тоналит-трондьемитового состава.

Тоналит-трондьемитовые гнейсы имеют возраст 3,0–2,7 млрд лет. Установлены ортогнейсы древнее 3,0 млрд лет. Прогрессивный метаморфизм пород соответствует условиям амфиболитовой фации умеренных давлений, реже эпидот-амфиболитовой фации [19]. Зеленокаменный комплекс выделен Е.П. Миронюком и В.С. Федоровским в 1963–1968 г.г. Отдельные структуры, сложенные зеленокаменными образованиями, различаются по характеру разреза и режиму метаморфизма. Время формирования осадочных и вулканогенных пород зеленокаменных поясов укладывается в интервалы 3,2–3,0 и 3,0–2,7 млрд лет [20]. Верхний возрастной предел проявления метаморфизма определяется внедрением гранитов с возрастом 2,6 млрд лет. Перекрывающие образования представлены раннепротерозойскими метаосадочными породами удоканской и угуйской серий, которые выполняют Кодаро-Удоканский прогиб, Нижне-Ханнинскую, Олдонгсинскую и Угуйскую грабен-синклинали. U-Pb возраст вулканогенных цирконов из метаграувакк и туфопесчаников удоканской серии составляет $2,18 \pm 0,05$ млрд лет [1]. Метаосадочные породы прорваны гранитами кодарского комплекса с возрастом 1,8–1,9 млрд лет [18].

В районе Тунгусского террейна в скважинах установлены преимущественно тоналит-трондьемитовые гнейсы; в ксенолитах кимберлитовой трубки “Мир” – амфиболиты. Модельный Nd-возраст этих пород – 3,4–2,6 млрд лет. Лишь одна скважина вскрыла гранит с возрастом 2,2 млрд лет [21].

Восточно-Якутский кратон выделяется условно. Он включает расположенное под платформенным чехлом северное окончание Батомгского гранит-зеленокаменного террейна Алдано-Станового щита и намечаемые по аэромагнитным данным Тырынский и Беректинский тоналит-трондьемитогнейсовые террейны.

Батомгский гранит-зеленокаменный составной террейн (200×100 км) располагается на северо-восточной окраине Алдано-Станового щита, в виде выступа фундамента, перекрытого со всех сторон оса-

дочными образованиями платформенного чехла. Его западная граница с Учурским террейном проходит по Улканскому разлому, который трассируется под чехлом по интенсивным положительным линейным магнитным аномалиям. Батомгский составной террейн рассматривается как аналог архейских гранит-зеленокаменных террейнов [25]. В его составе преобладают тоналит-трондьемитовые ортогнейсы с маломощными телами основных кристаллических сланцев. Реже распространены гранитогнейсы и граниты. Степень метаморфизма пород соответствует амфиболитовой фации. В основных породах иногда фиксируются парагенезисы гранулитовой фации метаморфизма [24]. Породы комплекса слагают пять блоков (террейнов), которые разделены зонами бластомилонитов северо-восточного простирания протяженностью до 150 км при мощности 10–20 км. В пределах зон известны тектонические клинья вулканогенно-осадочных пород, которые рассматриваются как зеленокаменные образования [16]. В пределах тоналит-трондьемитовых ортогнейсовых террейнов вблизи зон бластомилонитов закартировано два тектонических блока гранулитовых пород: гранат-биотитовые плагиогнейсы и гнейсы, иногда с силлиманитом, мраморы, кальцифиры, известково-силикатные породы [24]. Породы всех комплексов перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями улканской серии. Возраст цирконов из риолитов улканской серии оценивается в 1,7–1,8 млрд лет, а возраст прорывающих их гранитов и роговообманковых сиенитов – 1,7–1,72 млрд лет [15].

Слабометаморфизованные толщи Оленекского поднятия перекрывают кристаллические комплексы Беректинского террейна. По возрасту проявленных в них метаморфических процессов – 1,98 млрд лет [41] – они могут рассматриваться как возрастные аналоги удоканской серии Западно-Алданского составного террейна.

Палеопротерозойские орогенные пояса

Далдыно-Алданский орогенный пояс расположен в центральной части Северо-Азиатского кратона и включает Далдынский террейн Анабарского щита, Тюнгский террейн, перекрытый платформенным чехлом, а также Нимнырский и Сутамский террейны Алдано-Станового щита (рис. 1). В составе этих террейнов преобладают ортогнейсы: гранитогнейсы, чарнокитогнейсы, эндербитогнейсы, диоритогнейсы и гранодиоритогнейсы. Главные тектонические и метаморфические события датируются в 2,1–1,9 млрд лет [20, 41]. В Далдынском, Нимнырском и Сутамском террейнах по ортогнейсам кислого состава устанавливаются проявления архейского и раннепротеро-

зойского высокотемпературного метаморфизма (3,0–2,3 млрд лет) [15].

Принято считать, что Тюнгский террейн представляет собой фрагмент архейского кратона [10, 26]. Однако анализ Sm-Nd изотопных данных показывает, что ксенолиты коровых пород в кимберлитовых трубках Тюнгского террейна включают образования двух типов. К первому типу относятся гранат-амфибол-клинопироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, характеризующиеся величинами $T_{Nd}(DM)$ в интервале 3,3–2,9 млрд лет. Ко второму типу – амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы с Nd модельным возрастом 2,1 млрд лет [21]. Последняя величина близка к оценкам $T_{Nd}(DM) \sim 2,5$ млрд лет, полученным для ксенолитов эклогитоподобных пород этой же кимберлитовой трубки [14]. Результаты петрогеохимических исследований не дают оснований говорить о какой-либо разнице в степени метаморфизма и вторичных изменений пород обоих типов. Это свидетельствует о том, что континентальная кора Тюнгского террейна сформирована в два этапа: в архее (2,9–3,3 млрд лет) и раннем протерозое (2,1–2,5 млрд лет). Время закрытия Sm-Nd изотопных систем в минералах из гранат-клинопироксеновых амфиболитов обеих возрастных групп составляет 1,77–1,88 млрд лет, что указывает на длительное охлаждение нижних горизонтов коры после гранулитового метаморфизма около 2,0 млрд лет назад [14].

Хапчано-Учурский орогенный пояс простирается параллельно Далдыно-Алданскому поясу и состоит из Учурского и Хапчанского гранулит-парагнейсовых террейнов. В их составе преобладают парапороды, представленные двупироксен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморами и кальцифирами, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, высокоглиноземистыми гнейсами. Sm-Nd изотопные данные, полученные по парагнейсам, свидетельствуют, что источниками для них явились породы с модельным Nd возрастом 2,4–2,2 млрд лет, а кульминационные метаморфические события происходили в конце раннего протерозоя (2,2–1,9 млрд лет) [20, 41]. Более ранние метаморфические события в этих террейнах не установлены.

Шарыжалгай-Нечерский орогенный пояс расположен на юго-западной окраине Северо-Азиатского кратона, и его большая часть перекрыта неопротерозойскими осадочными породами Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. В его составе выделяются гранулит-ортогнейсовый Шарыжалгайский террейн, гранулит-парагнейсовый Нечерский террейн и парагнейсовый Тонодский террейн. Воз-

раст протолитов слагающих их пород, независимо от степени их метаморфизма, оценивается как палеопротерозойский – 2,5–2,4 млрд лет. Возраст метаморфизма и кислого магматизма определен в интервале от 2,1 до 1,85 млрд лет. В пределах Шарыжалгайского террейна закартирован Онодский гранит-зеленокаменный террейн. Возраст слагающих его пород равен 3,2 млрд лет [41].

Становой орогенный пояс расположен на юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона. В его строении участвуют Тындинский составной и Чогарский террейны. Тындинский составной террейн (700×150 км) расположен в южной части Алдано-Станового щита. На севере он граничит с Западно-Алданским гранит-зеленокаменным составным террейном, Централно-Алданским и Восточно-Алданским супертеррейнами. Западной его границей является Желтулакский разлом, юго-восточной – Таксакандинский разлом, отделяющий его от Чогарского террейна. Тындинский террейн сложен главным образом архейскими образованиями, которые объединяются в два комплекса: становой амфиболитовой и ларбинский гранулитовой фаций метаморфизма. Последний слагает сравнительно небольшие тектонические блоки, ограниченные разломами северо-западного простираения [41]. В последние годы в пределах этих зон разломов установлены тектонические клинья метаморфизованных вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород раннепротерозойского возраста (гилуийский комплекс), которые рассматриваются как фрагменты зеленокаменных поясов [9, 22]. Становой комплекс включает диорит-тоналит-трондьемитовые гнейсы, метабазиты и парагнейсы (метаграувакки и метапелиты) [5]. Степень метаморфизма пород соответствует условиям амфиболитовой фации повышенных давлений [8]. Изохронный U-Pb возраст цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов равен 2941 ± 80 и 2785 ± 5 млн лет [39]. Возраст краевых зон цирконов из тех же тоналит-трондьемитовых гнейсов и цирконов из метабазитовых даек равен 1900 млн лет и интерпретируется как время метаморфизма [39]. Ларбинский комплекс включает эндербиты и амфибол-биотитовые гнейсы, ультраосновные сланцы, переслаивающиеся с пироксеновыми гнейсами и кинцигитами, известково-силикатные породы, мраморы и кварциты, в том числе железистые. Степень метаморфизма пород соответствует гранулитовой фации повышенных и высоких давлений [8]. Возраст цирконов из гранатов в гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовом гнейсе определен в 2585 ± 20 млн лет и интерпретируется как время гранулитового метаморфизма [3]. О.М. Розен [41] не ис-

ключает возможность того, что это возраст цирконов из источников, в результате разрушения которых формировались протолиты парагнейсов.

Чогарский террейн (500×100 км) расположен на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита и состоит из двух равных по площади блоков, разделенных разломом северо-восточного простирания. Имеющиеся немногочисленные К-Аг данные свидетельствуют, что террейн сложен преимущественно архейскими породами [7]. Восточный блок сложен чогарским комплексом: роговообманково-двупироксеновые, гранат-роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы, местами ультраосновные сланцы. Отмечаются амфиболиты и кварциты, в том числе железистые. Выше по разрезу залегают глиноземистые гнейсы, кварциты, гранатовые гранулиты. Метаморфизм пород соответствует сапфирин-кварцевой субфации гиперстен-силлиманитовой фации. Западный блок характеризуется широким распространением пород амфиболитовой фации метаморфизма повышенных давлений. Среди них преобладают диоритогнейсы, гранодиоритогнейсы, биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы с линзами и прослоями амфиболовых кристаллических сланцев. Отмечаются кварциты и глиноземистые гнейсы.

Мезопротерозойские орогенные пояса

Лена-Анабарский орогенный пояс был впервые выделен в структуре фундамента Северо-Азиатского кратона по результатам изучения Sm-Nd изотопии пород из керна глубоких скважин [21]. Пояс расположен вдоль восточной окраины кратона и перекрыт осадочными образованиями Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Sm-Nd изотопные исследования кристаллических пород фундамента фронта Верхоянского складчатого пояса из керна скв. Ивановская (нижнее течение р. Алдан) и ксенолитов метаморфических пород в гранитных плутонах юго-востока Колымо-Омолонского супертеррейна (Большие пороги, р. Колыма, Чималгинский, р. Индигирка) позволяют предполагать широкое распространение метаморфических пород мезопротерозойского возраста в северной и северо-восточной частях этого региона, ранее выделенных в составе Лено-Алданского орогенного пояса. В скв. Ивановская в интервале 3386–3518 м под пермскими отложениями вскрыты кристаллические породы, представленные биотитовыми и биотит-мусковитовыми микрогнейсами, метапесчаниками, кварцитосланцами, гранат-амфиболовыми кристаллическими сланцами, степень метаморфизма которых отвечает условиям зеленосланцевой и эпидот-амфибо-

литовой фаций. Гранат-амфиболовый кристаллический сланец и метапесчаник имеют высокие отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1745\text{--}0,1902$, что не позволяет использовать их для расчета модельных возрастов. Величины $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ микрогнейсов распадаются на две группы: 2,3–2,5 млрд лет и 1,0–1,5 млрд лет ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2,3\text{--}2,5$ и 1,0–1,6 млрд лет), соответственно. Эти данные свидетельствуют о том, что источником сноса метаосадочных пород этой части погребенного кратона являлись породы по крайней мере двух возрастных групп, имеющих в среднем палео- и мезопротерозойский возраст. Последние характеризуются положительными или близкими к нулю значениями $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$.

Ксенолиты пород фундамента из гранитных плутонов представлены биотитовыми двуполевошпатовыми полосчатыми гнейсами и биотитовыми кристаллическими сланцами. Степень метаморфизма гнейсов по петрографическим данным соответствует амфиболитовой фации. Для них в целом характерны отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1080\text{--}0,1206$, величины $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, равные 1,3–1,5 млрд лет, ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1,3\text{--}1,5$ млрд лет), положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$. Эти данные также позволяют предполагать, что источники метаосадочных пород имели мезопротерозойский возраст. Наличие положительных значений $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ указывает на участие при их формировании ювенильной коры.

Существование мезопротерозойских метаморфических комплексов в фундаменте фронта Верхоянского складчатого пояса подкрепляется находками в средне-верхнерифейских отложениях его южного сектора цирконов с ^{207}Pb - ^{206}Pb возрастом (SHRIMP) 1500–1050 млн лет [40]. В этом районе установлены угловые несогласия между отложениями нижнего и среднего рифея, рифея и венда [27]. В конгломератах нижнего карбона на севере Верхоянского складчатого пояса известны валуны гранитов и двуслюдянных сланцев с К-Аг датировками в 1400–900 млн лет [4]. Предполагается, что конгломераты формировались в прибрежной зоне вблизи поднятия фундамента, сложенного гранитами, метаморфизованными песчаниками и кварцитами и располагавшегося во фронте складчатого пояса.

В центральной части Приколымского поднятия, которое, как предполагает У. Ноклеберг с коллегами [37], совместно с Омолонским и Охотским террейнами в неопротерозое было составной частью Северо-Азиатского кратона, В.А. Беусом [2] выделена одноименная коллизонная зона протяженностью около 400 км. В её пределах отмечаются многочисленные тектонические чешуи, блоки и клинья, сложенные

палео- и мезопротерозойскими метаморфическими породами разного состава и генезиса. Часть тектонических блоков сложена породами зеленосланцевой фации, возникшими за счет преобразования рифейских карбонатно-терригенных толщ (кварциты, филлиты, углисто-графитовые и серицит-мусковит-кварцевые сланцы, мраморы и мраморизованные известняки), сформированных в прибрежно-морских и шельфовых условиях. Другая часть мезопротерозойских блоков представлена породами океанического происхождения (базальты, габброиды, кремнистые породы, глинистые сланцы), метаморфизованными в зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фации. В метабазалятах и метагабброидах часто наблюдаются реликты первичных порфировой и офитовой структур, а также миндалекаменной текстуры. Об океаническом происхождении этих пород свидетельствуют наличие эдафогенных пиллоу-брекчий, сложенных шаровыми обособлениями метабазалятов (размером от 1–2 мм до 30–40 см) и мелкими обломками туфов, и их химический состав. Предполагается, что блоки океанических пород были причленены к кратону в результате коллизии, время которой фиксируется предвандским угловым несогласием [2].

Таким образом, континентальная кора Северо-Азиатского кратона была сформирована в три этапа: 1) образование ранних кратонов в позднем архее (3,0–2,6 млрд лет), 2) образование орогенных поясов в палеопротерозое (2,1–1,9 млрд лет) и 3) образование орогенных поясов в позднем протерозое (<1,4 млрд лет). После каждой стадии орогенеза, происходит формирования разных по масштабам рифтогенных структур (рис. 1).

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

Палеотектонические реконструкции формирования Северо-Азиатского кратона обычно базируются на корреляции палеопротерозойских структур Сибири (в рамках кристаллического фундамента Сибирской платформы) и Лаврентии [31, 33, 40, 41] или неопротерозойских дайковых поясов, развитых по периферии кратонов. Однако полученные в последние годы изотопные данные для коррелируемых между собой структур Сибири и Лаврентии [31, 41] показывают, что они имеют разную геологическую историю [35]. Палеомагнитные данные по Сибири и Лаврентии свидетельствуют только о том, что оба кратона в мезопротерозое и неопротерозое находились в низких широтах и дрейфовали в одном направлении [30]. Известно также, что в период с 1200 до 850 млн лет назад в южной, западной и северо-за-

падной частях современного Северо-Азиатского кратона существовали пассивные континентальные окраины, океанические и островодужные террейны, микроконтиненты. Время аккреции последних к кратону приходится на рубеж 600 млн лет и моложе.

В контексте тектоники литосферных плит рассматривается модель формирования Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов в периоды 2,5–2,0, 2,0–1,9, 1,9–1,6, 1,6–1,3 и 1,3–1,0 млрд лет (рис. 2–6). Палинспастические реконструкции основаны на геологических и изотопных данных и контролируются модельными построениями границ кратонов и их взаимным расположением на рубеже 850 млн лет [37]. В основу модели заложено предположение о том, что в неопротерозое Северо-Азиатский кратон представлял собой единую структуру, состоящую из различных архейских и палеопротерозойских террейнов Алдано-Станового, Анабарского щитов, террейнов погребенного фундамента Сибирской платформы, Охотского и Омолонского террейнов, а также метаморфических террейнов мезопротерозойского возраста. Взаимное расположение блоков кристаллического фундамента в протерозое существенно отличалось от современного и, следовательно, контуры Северо-Азиатского кратона могли быть иными [36, 37]. Сино-Корейский кратон был сформирован как единая структура на рубеже 2,5 млрд лет [44] или в 1,8 млрд лет. В модели учтены данные по изотопному возрасту пород Тындинского и Чогарского террейнов Становой области [7, 11], Охотского и Омолонского террейнов [25], свидетельствующие о том, что эти террейны могли принадлежать Сино-Корейскому кратону.

В архее (>2500 млн лет) Северо-Азиатский кратон не являлся единой структурой (рис. 2). Происходило формирование гранит-зеленокаменных террейнов: Западно-Алданского, Тунгусского, Батомского, Тырынского, Беректинского, и отдельных комплексов Далдынского и Центрально-Алданского гранулитогнейсовых террейнов. Данные об их взаимном расположении отсутствуют. В то же время Сино-Корейский кратон, по крайней мере его восточная часть, представлял собой единую структуру, в состав которой, возможно, входили Нечерский, Тонодский, Чуйский, Тындинский, Чогарский, Охотский и Омолонский террейны.

В палеопротерозое (2500–2000 млн лет) по сдвигам происходит сближение крупных гранит-зеленокаменных террейнов (обломков архейских кратонов), по периферии которых могут быть реконструированы пассивные континентальные окраины, а по конвергентным границам – микроконтиненты (Дал-

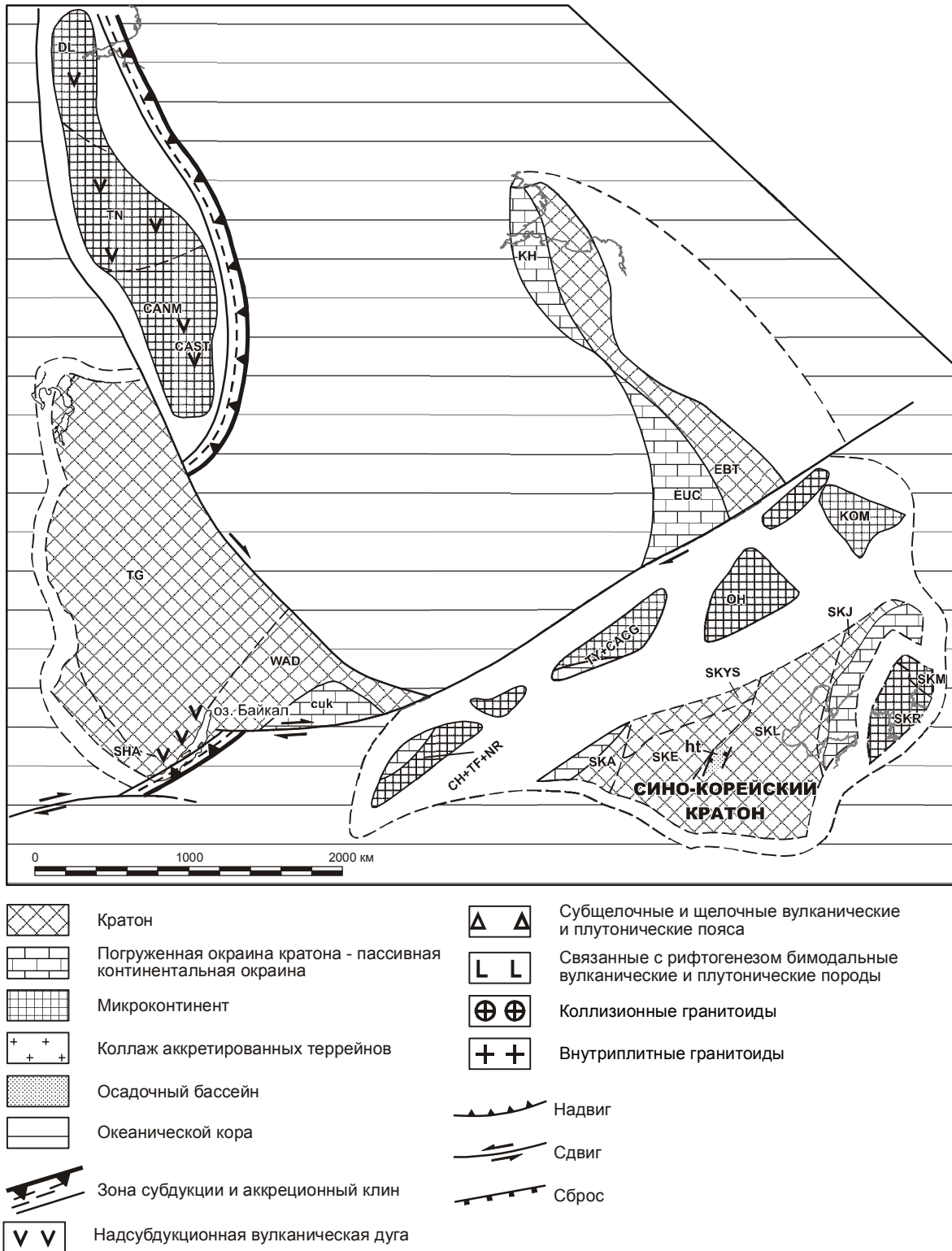


Рис. 2. Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя (2500–2000 млн л.).

Террейны Сино-Корейского кратона: Алашаньский (SKA), Джилин-Ляонин-Восточно-Шандонский (SKJ), Ердуси (SKE), Западно-Ляонин-Хебей-Шанксинский (SKL), Иньшанский (SKYS) Мачоллэнгский (SKM), Рангнимский (SKR).

Пассивные континентальные окраины: Байкало-Патомская (NAP), Восточно-Ангарская (NAE), Приколымская (PR), Сетте-Дабанская (SD); Занбей-Баянобо-Ланьшаньский (zbl) и Кодаро-Удоканский (cuk) бассейны.

Рифтовые бассейны: Аkitканский (ak), Восточно-Шандон-Ляонин-Джилинский (slj), Улканский (cul), Хутуо (ht).

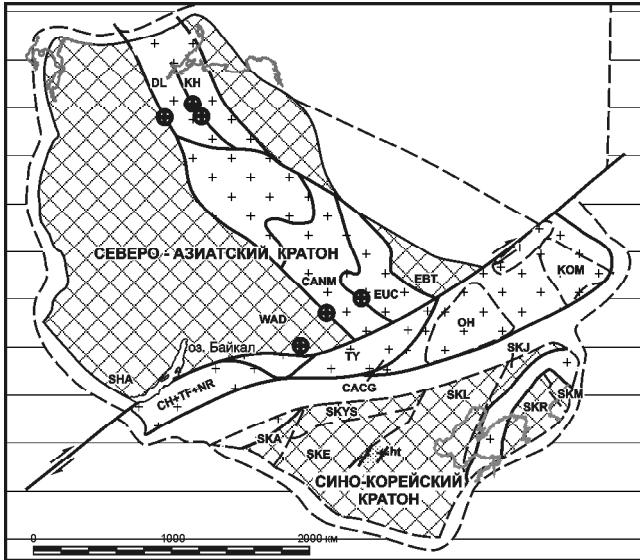


Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя (2000–1900 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

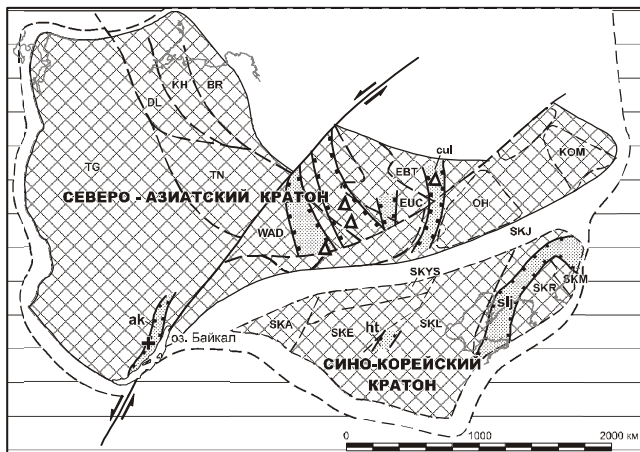


Рис. 4. Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя (1900–1600 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

дынский, Центрально-Алданский) (рис. 2). На Сино-Корейском кратоне, на фоне его сближения по сдвигу с Северо-Азиатским, происходит заложение рифтов [44]. В пределах Тындинского террейна процесс рифтогенеза выражен формированием зеленокаменных структур [9]. В период 2000–1900 млн лет назад происходит коллизия между кратонами и микроконтинентами, входящими в Северо-Азиатский кратон (рис. 3). Формируются Далдыно-Алданский и Хапчано-Учурский орогенные пояса (гранулитогнейсовые террейны: Далдынский, Хапчанский, Центрально-Алданский, Учурский, Тюнгский). Причленение Сино-Корейского кратона приводит к формированию

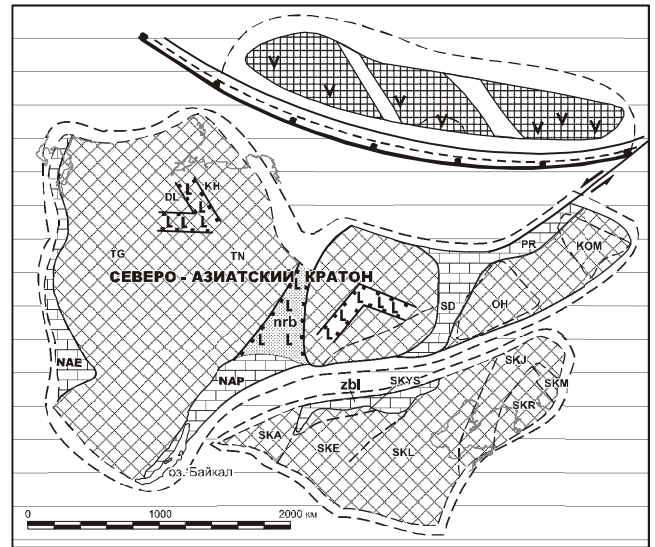


Рис. 5. Палеотектоническая реконструкция для мезопротерозоя (1600–1300 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

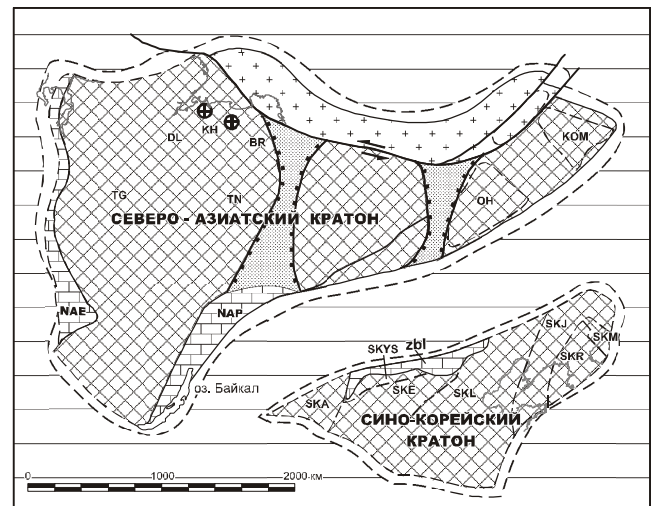


Рис. 6. Палеотектоническая реконструкция для мезопротерозоя (1300–1000 млн л.). Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

Шарыжалгай-Нечерского и Станового орогенных поясов, включающих Нечерский, Тонодский, Чуйский, Тындинский, Чогарский, Охотский и Омолонский террейны. Это событие сопровождается также гранулитовым метаморфизмом в ряде террейнов [39]. В интервале 1900–1600 млн лет назад (рис. 4) происходит левосдвиговое смещение южных террейнов Северо-Азиатского кратона и Сино-Корейского относительно северных террейнов Северо-Азиатского кратона. Этот процесс, вероятно, связан с продолжением формирования суперконтинента Пангея и выражен в появлении коллизионных гранитов с возрастом около 1,85 млрд лет [17]. В конце палеопротерозоя

(1800–1600 млн лет) параллельно коллизионной зоне между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами происходит заложение рифтовых впадин (Акитканской, Улканской и, возможно, Атугей-Нуямской, Давангро-Хугдинской), сопровождающееся субщелочным и щелочным магматизмом. В Центрально-Алданском и Западно-Алданском террейнах внедряются тела ультрабазитов и карбонатитов.

Начало мезопротерозоя (1600–1300 млн лет) (рис. 5) характеризуется заложением и развитием осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин вдоль современных границ Северо-Азиатского кратона (Восточно-Ангарского, Патомского, Сетте-Дабанского, Приколымского, Линдинского), во внутренних частях кратона закладывается Нюрбинский рифт. Вдоль современной северной границы Сино-Корейского кратона развивается система рифтовых впадин. Процессы рифтогенеза и развития пассивных континентальных окраин связаны с началом распада палеопротерозойского континента Пангея, при этом террейны, ранее принадлежащие Сино-Корейскому кратону, остаются в составе Северо-Азиатского (Нечерский, Тонодский, Чуйский, Тындинский, Чогарский, Охотский и Омолонский). Эти процессы продолжают в западной и южной частях Северо-Азиатского кратона и в северной части Сино-Корейского кратона в период 1300–1000 млн лет назад (рис. 6). На севере происходит коллизия Северо-Азиатского кратона и мезопротерозойского микроконтинента [40], которая сопровождается метаморфизмом в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, внедрением коллизионных гранитов, формированием аккреционных комплексов (Приколымский блок) [2, 4]. По времени это событие совпадает с периодом формирования суперконтинента Родиния, в составе которого Северо-Азиатский кратон мог существовать до рубежа 850 млн лет. Распад Родинии фиксируется заложением Билюро-Уджинского, Хастахского, Усть-Майского и Уринского рифтов и развитием вдоль северной границы кратона пассивной континентальной окраины [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенные Л.М. Парфеновым принципы и методы террейнового анализа для изучения тектонического строения кристаллического фундамента кратонов позволили создать новое направление в изучении геологии докембрия, которое успешно развивается в настоящее время в России и за рубежом. Использование данного подхода к тектоническому районированию кристаллического фундамента позволяет выделить в его составе различные по возрасту и способам формирования орогенные пояса и стабиль-

ные кратонические области, а также показать их внутреннее строение. В отличие от предыдущих исследований выделение орогенных поясов проводится не по степени метаморфизма слагающих его террейнов, а по времени проявления в них главных метаморфических событий, отражающих главные тектонические события.

Применительно к Северо-Азиатскому кратону удалось показать, что континентальная кора была сформирована в три главных тектонических этапа: позднеархейский (3,0–2,6 млрд лет) – образование ранних кратонов, палеопротерозойский (2,1–1,9 млрд лет) – образование орогенных поясов в результате коллизии архейских континентов (этап формирования собственно Северо-Азиатского кратона как части суперконтинента Пангея) и мезопротерозойский (<1,4 млрд лет) – образование орогенных поясов по его восточной окраине. Отмечено, что после каждого этапа орогенеза, происходит формирование разных по масштабам рифтогенных структур. Использование этих данных позволило предложить серию палеотектонических реконструкций на ранний докембрий, иллюстрирующих главные черты геологического и тектонического строения фундамента Северо-Азиатского кратона.

В заключение необходимо отметить, что террейновый анализ в принятой легенде может способствовать решению общих вопросов тектонического районирования и требует своего дальнейшего развития. Необходима детализация классификационных признаков террейнов на основе определения индикаторных формаций и отдельных типов пород, позволяющих устанавливать геодинамику формирования террейнов, история которых охватывает многие сотни миллионов лет. Важным аспектом дальнейших исследований является детальное изучение кинематики ограничивающих террейны разрывных нарушений, которые формируются как на стадии коллизии (аккреции), так и в последующие периоды коллапса горного сооружения.

Работа выполнена в рамках международного проекта “Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia”, одним из лидеров которого был Леонид Михайлович Парфенов. Авторы благодарны О.М. Розену за конструктивные замечания и предложения, высказанные в процессе подготовки рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бережная Н.Г., Бибикова Е.В., Сочава А.В. и др. Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С.1209–1212.

2. Беус В.А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ГНПП "Аэрогеология", 1992. С. 65–85.
3. Бибикина Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В., Панченко И.В., Макаров В.А. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471–1474.
4. Булгакова М.Д., Лазебник К.А., Сукнева Л.С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса // Изв. АН СССР, сер. геол. 1969. № 9. С. 61–72.
5. Годзевич Б.Л. Стратиграфия архея юга Алдано-Станового щита // Проблемы стратиграфии средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 127–136.
6. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.
7. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
8. Кастрыкина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 140–163.
9. Корсаков А.К. Тектонические условия образования зеленокаменных поясов и их металлогения: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2000. 35 с.
10. Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 28–34.
11. Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. № 43(4). С. 395–399.
12. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 250 с.
13. Миронюк Е.П., Любимов В.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 237 с.
14. Неймарк Л.А., Немчин А.А., Розен О.М. и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекорковых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т. 327, № 3. С. 374–378.
15. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.) Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
16. Петров А.Ф. О стратиграфии нижнего докембрия Олекминского и Батомгского блоков Алданского щита // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 65–69.
17. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных зон). М.: Науч. мир, 2001. 188 с.
18. Рублев А.Г., Чухонин А.Д., Неймарк Л.А., Зайцев В.С. Возраст Кодарского массива. Геология и минералогия докембрия в районе Байкало-Амурской железной дороги // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. 1981. Т. 278. С. 54–60.
19. Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
20. Смелов А.П., Березкин В.И. Главные периоды кульминационного метаморфизма на Алданском щите // Отеч. геология. 1997. № 8. С. 37–40.
21. Смелов А.П., Ковач В.П., Габышев В.Д. и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отеч. геология. 1998. № 6. С. 6–10.
22. Соколовский А.К., Федчук В.Л., Корсаков А.К., Соболев В.М. Строение нижнего докембрия Становой области Алданского щита // Геология и разведка. 1994. № 5. С. 9–18.
23. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологическое приложение физики сплошных сред. Ч. 1. М.: Мир, 1985. 376 с.
24. Федькин В.В., Кицул В.И., Березкин В.И. Состав минералов и РТ-условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомгского блока // Петрология. 1996. Т. 4, № 12. С. 208–224.
25. Хильтова В.Я., Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б. и др. Докембрийская геология СССР. Л.: Наука, 1988. 442 с.
26. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Рудник Р.Л. и др. Ксенолиты гранатовых гранулитов из кимберлитовых трубок Удачная и Ленинградская // Проблемы петрологии магматических и метаморфических пород: Тез. докл. междунар. симпоз. 29–31 мая 1998. Новосибирск: Наука, 1998. С. 45–46.
27. Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. 156 с.
28. Dann I.C., Bowring S.A. The Payson Ophiolite and Yavapai – Mazatzal Orogenic Belt, Central Arizona // Greenstone Belts. Oxford: Clarendon Press, 1997. P. 781–790.
29. Dobretsov N.N., Popov N.V., Smelov A.P., Bogomolova L.M., Moscovchenko N.I. and Barton J.M.Jr. The Aldan-Stanovik shield // Greenstone Belts. Oxford: Clarendon Press. 1997. P. 710–725.
30. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dykes of the eastern Anabar Shield Region, Siberia: Implications for the Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // Journal of Geology. 2000. V. 108. P. 381–401.
31. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // Precamb. Res. 1998. V. 89, N 1–2. P. 1–23.
32. Glover J.E., Ho S.E. (ed). The Archaen: terranes, processes and metallogeny. Geol. Dep. and Univ. Extension, The Univ. of Western Australia. Perth. 1992. 436 p.
33. Hoffman P.F. Precambrian geology and tectonic history of North America // The Geology of North America: An overview. N.Y.: Geol. Soc. of Amer., Inc. 1989. P. 447–512.
34. Howell D.G. Tectonics of suspect terranes: mountain building and continental growth. L.; N. Y.: Chapman and Hall, 1989. 232 p.
35. Kovach V.P., Smelov A.P., Kotov A.B. et al. Laurentia-Siberia connection revisited? Constrain from U-Pb zircon geochronology and Nd isotopes from Siberian Craton (an overview) // International geoscience journal Gondwana Research. 2001. V. 4, N 4. P. 667–668.

36. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Palaeomagnetic study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian platform assembled at this time? // *Precamb. Res.* 2000. V. 110. P. 61–92.
37. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.W., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Professional Paper 1626, 2000. 122 p.
38. Nutman A.P., Friend C.R.L. Reconnaissance P, T studies of Proterozoic crustal evolution of the Amassalik area, East Greenland // *Rep. Geol. Surv. Greenl.* 1992. V. 146. P. 48–53.
39. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan Shield of Siberia USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // *Precamb. Res.* 1992. V. 54, N 4. P. 195–209.
40. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A. K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 409–420.
41. 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.* Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
42. Smelov A.P., Beryozkin V.I. Retrograded eclogites in the Olekma granite-greenstone region, Aldan Shield, Siberia // *Precamb. Res.* 1993. V. 62, N 4. P. 419–430.
43. St-Onge M.R., Lucas S.B., and Scott D.J. The Ungava Orogen and the Cape Smith thrust belt // *Greenstone Belts.* Oxford: Clarendon Press, 1997. P. 772–780.
44. Zhai M.G., Bian A.G., Zhai T.P. The amalgamation of supercontinent of North China Craton at the Neo-Archean and its break-up during the late Paleoproterozoic and Mesoproterozoic. *Sci. China Ser D* 43. 2000. P. 219–232.

A.P. Smelov, V.F. Timofeev

Terrane analysis and the geodynamic model of the formation of the North Asian craton in the Early Precambrian

Principles and methods of the terrane analysis are discussed as applied to the study of the tectonic structure of the crystalline basement of ancient cratons. L.M. Parfenov was the first to suggest using the terrane approach to solving this problem. The terrane analysis made it possible to establish orogenic belts and stable cratonal areas of different age and origin within the basement, as well as to determine their inner structure. As exemplified by the North Asian craton, it is shown that the formation of the continental crust involves three main tectonic stages: 1 – Late Archean (3.0 – 2.6 Ga) when early cratons were formed, 2 – Paleoproterozoic (2.1 – 1.9 Ga) when collision of the Archean continents and microcontinents produced orogenic belts (stage of formation of the North Asian craton proper as part of supercontinent Pangea, and 3 – Mesoproterozoic (< 1.4 Ga) when the formation of orogenic belts at the margins of the craton occurred. Each orogenic stage is shown to be followed by a rifting stage. A series of paleotectonic reconstructions is presented showing the main stages in the emplacement and evolution of the basement of the North Asian craton.

БУФЕРНЫЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕЖДУ ЕВРАЗИЙСКОЙ И АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫМИ ПЛИТАМИ НА ЮГЕ СИБИРИ**В.С. Имаев, Л.П. Имаева¹, Б.М. Козьмин¹, В.В. Николаев, Р.М. Семенов***Институт земной коры СО РАН, г.Иркутск**¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

По результатам изучения сейсмичности, фокальных механизмов землетрясений, тектонических особенностей на юге Сибири между оз. Байкал и Охотским морем исследована область взаимодействия Евразийской и Амурской плит. В её пределах выделен класс буферных структур, представленных Забайкальским и Становым блоками. Показано, что современные сейсмотектонические процессы, протекающие на их границах, связаны с конвергентным смещением Амурской плиты относительно Евразийской.

Ключевые слова: сейсмичность, Евразийская и Амурская литосферные плиты, буферные структуры, юг Сибири.

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние сейсмогеологические и инструментальные наблюдения на юге Сибири выявили ряд сейсмогенных структур, развитых в области взаимодействия Евразийской и Амурской литосферных плит, представляющей собой широкую (до 400 км) полосу сейсмичности в пределах Лено-Амурского междуречья, прослеживающуюся на расстояние более 2000 км в субширотном направлении между 50° и 60° с.ш. от оз. Байкал к Охотскому морю (рис. 1).

Северной границей этой области является Байкало-Становой сейсмический пояс (БСП), вытянутый от Байкала вдоль южной границы Сибирской платформы через Становое нагорье в Забайкалье, Становой хребет и примыкающее к нему с севера Алдано-Учурского плато в Южной Якутии к Охотскому морю [3, 9]. БСП объединяет Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) на западе и продолжающую ее от р. Олекмы на восток к Удской губе Охотского моря Олекмо-Становую сейсмическую зону (ОСЗ) (рис. 1, I и II). Ширина пояса землетрясений в пределах БРЗ достигает 80 км, а в ОСЗ она увеличивается до 200 км. За последние 30 лет инструментальных наблюдений в БРЗ отмечено не более 100 тыс., а в ОСЗ – около 20 тысяч сейсмических событий. В течение года в БРЗ регистрируется в среднем до 4 тыс., а в ОСЗ – до 500 землетрясений.

Южным обрамлением зоны взаимодействия служит сгущение эпицентров землетрясений, кото-

рое протягивается из Северной Монголии через совокупность поднятий и опусканий в Восточном Забайкалье, вдоль хребтов Тукурингра-Соктахан-Джагды в Приамурье к Охотскому морю [4, 6]. Наиболее активна здесь Тукурингра-Джагдинская сейсмическая зона, которая локализуется на 200 км южнее и параллельно ОСЗ между 54° и 55° с.ш. и восточнее 120° в.д. За последние 40 лет в её пределах зарегистрировано более 5 тыс. землетрясений, а ежегодно фиксируется до 200 подземных толчков (рис. 1, III).

Третья полоса сейсмичности пересекает эту территорию между 120° и 125° в.д. в субдолготном направлении от р. Лены вдоль р. Олекмы и её правого притока р. Нюкжи через долину р. Амур в пределы хр. Малый Хинган в Китае, разделяя её на два блока: Забайкальский – от оз. Байкал до р. Олекмы, и Становой – от р. Олекмы до Охотского моря. За 30 лет наблюдений здесь отмечено примерно 2 тыс. землетрясений, а в течение года обычно регистрируется несколько десятков подземных толчков [4].

Если представить столкновение крупных литосферных плит в виде ледохода, то рассматриваемая область взаимодействия между ними похожа на полосу торошения мелких льдин между сталкивающимися крупными льдинами. При этом небольшие льдины могут испытывать вращательное, надвиговое и другие разнонаправленные типы движения. Рассмотрим, какие современные сейсмотектонические процессы имеют место на границах выделенных блоков.

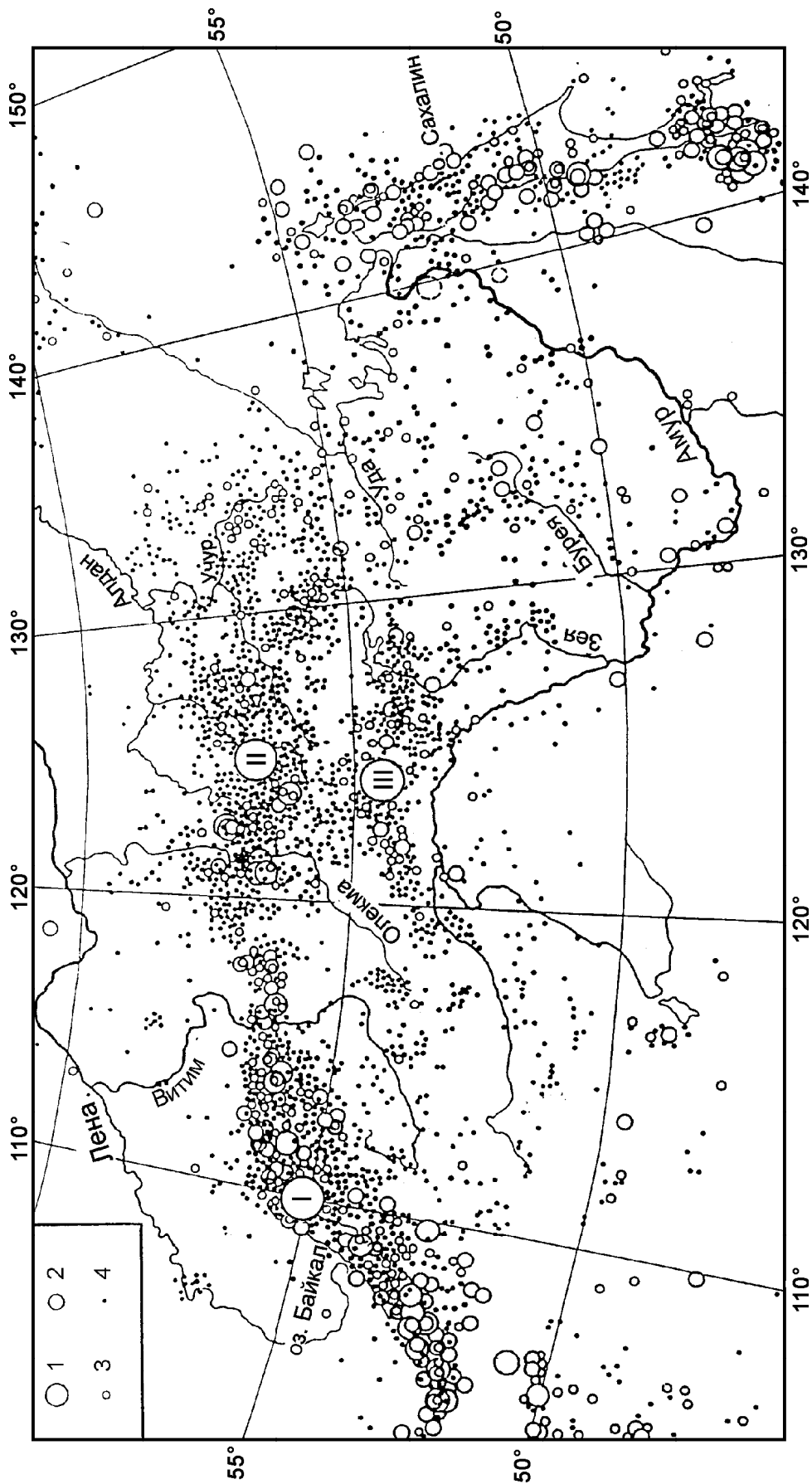


Рис. 1. Проявления сейсмичности на юге Сибири и Дальнего Востока, по [4, 6, 9, 10].
 Землетрясения с магнитудой: 1 – M = 5,8–7,6; 2 – M = 4,7–5,7; 3 – M = 4,0–4,6; 4 – M < 4,0. I–II – расположение Байкало-Станового сейсмического пояса. I – Байкальская рифтовая зона, II – Олекмо-Становая сейсмическая зона. III – Тукурингра-Джагдинская сейсмическая зона.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Забайкальский блок занимает Селенгино-Витимский регион поднятий (Даурское, Олекмо-Становое и др.) и прогибов (Витимо-Селенгинский, Агинский и др.). Своды, их перегибы и межгорные впадины составляют структурную основу этого блока. Сводовые поднятия выражены выпуклыми изгибами, ограниченными тектоническими уступами. На крыльях сводов развиты неотектонические формы рельефа "гобийского" типа в виде форбергов и предгорных пьедесталов [10]. Тектонические уступы по краевым флексуобразным перегибам сводов связаны с молодыми сбросами и надвигами. Высота уступов достигает 500 м. Своды чередуются с межгорными впадинами, выполненными верхнемезозойскими и кайнозойскими континентальными отложениями. С запада и северо-запада Забайкальский блок ограничен системой сбросов БРЗ, а с юго-востока – краевыми разломами Монголо-Охотского пояса. По мнению ряда исследователей [2, 6, 10], механизм развития Забайкальского блока обусловлен его неравномерным смещением на юго-восток от БРЗ под воздействием субгоризонтального сжатия, которое и вызывает линейное коробление приповерхностных частей земной коры. Наибольший уровень сейсмичности отмечен в краевых частях Забайкальского блока, а его внутреннее пространство заполнено диффузной сейсмичностью в виде отдельных групп слабых землетрясений (рис. 1, 2).

Становой блок сформировался в результате мезозойской тектоно-магматической активизации, способствовавшей образованию нескольких протяженных структурных поясов, параллельных друг другу, которые наложились на гетерогенный раннедокембрийский фундамент [9]. Они представлены поясом гранодиоритовых батолитов Станового хребта, системой Южно-Алданских впадин, выполненных мощными (до 5 км) угленосными толщами юры и мела, субщелочными и щелочными вулканическими и интрузивными образованиями триасово-раннемелового возраста, широко распространенными на южной окраине Алданского щита. Указанные зоны мезозойской тектоно-магматической активизации, пространственно связанные друг с другом и с расположенной южнее Станового хребта Монголо-Охотской складчатой системой, в совокупности соответствуют активной континентальной окраине мезозойского возраста. Складчатая структура Монголо-Охотской системы, в свою очередь, возникла в результате столкновения Буринского массива с Алдано-Становым блоком в позднеюрско-раннемеловое время [8].

Северной границей Станового блока является ОСЗ, которая приурочена к области сочленения Алданского щита и Сибирской платформы и северной окраины Джугджуро-Становой складчатой области позднеархейского-раннепротерозойского возраста, разделенных Становым краевым швом [12].

Неотектонический план этой территории представлен северо-восточным окончанием БРЗ (Чарская и Верхнетоккинская впадины, ограниченные сбросами (рис. 2), с обрамляющими их альпинотипными хребтами Кодар и Удокан). В междуречье Олекмы и Учюра выделяется система горных поднятий высотой 1500–2300 м субширотного простирания, где южную часть занимает Становой хребет со среднегорным рельефом (1500–1600 м), а северную – Алдано-Учурское плато. Наиболее крупными поднятиями, примыкающими с севера к Становику, являются кряж Зверева (1800–2000 м) на западном и Токинский Становик (2100–2300 м) на восточном флангах. В пределах Токинского Становика известно поле (около 200 км²) щелочных базальтов плейстоценового возраста, где отмечено около 20 вулканов центрального типа [3, 7, 9]. Южно-Алданская система впадин включает самые крупные Чульманскую и Токинскую впадины и около 20 меньших прогибов и грабенов, которые располагаются вдоль южной окраины Алданского щита параллельно Становому поднятию. Их южными ограничениями являются надвиги (Южно-Чульманский, Южно-Токинский и др.), по которым архейские образования южной окраины Алданского щита надвинуты на мезозойские отложения впадин [9].

Область сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой области приходится на зону влияния Станового краевого шва, состоящего из системы субпараллельных разломов с опережающими разрывами и имеющего ширину несколько десятков километров. Становой шов унаследованно развивался начиная с архея и не потерял тектонической активности до настоящего времени [2, 3, 7, 9]. Землетрясения ОСЗ тяготеют, главным образом, к разломам Станового шва (рис. 1 и 3) и примыкающим к нему с севера диагональным разрывам северо-восточного и северо-западного простираний, развитым на Алданском щите. На западном окончании Станового шва развиты субширотные сбросо-сдвиги: Имангра-Чебаркасский, Тас-Юрхский и др., к которым тяготеет максимум сейсмичности на левобережье р. Олекмы. Здесь отмечены самые сильные в Южной Якутии землетрясения: Олекминское и Ньюжинское 1958 г. с магнитудой $M = 6,5$ и Тас-Юрхское 1967 г. с $M = 7,0$, а также ряд сотрясений меньшей магнитуды. Все круп-

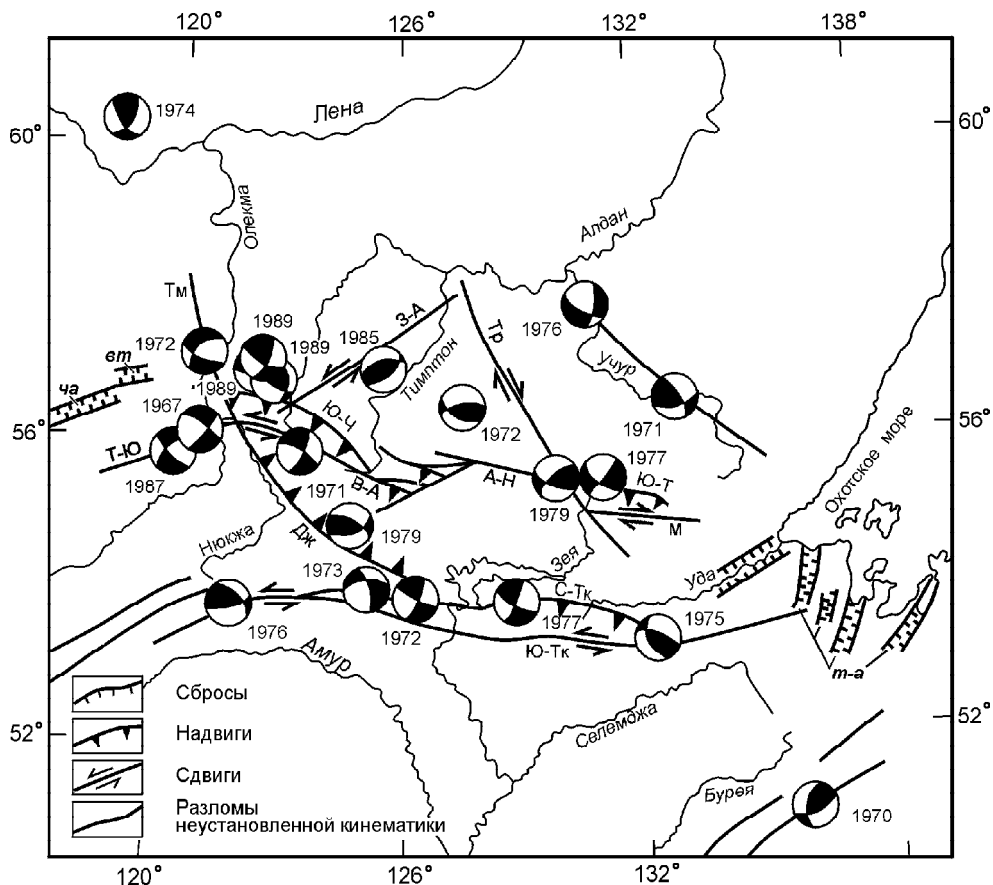


Рис. 2. Сильные землетрясения в краевых частях Станового блока и их фокальные механизмы.

В круговых диаграммах – механизм очагов землетрясений, рядом – год их возникновения. Белым цветом показана область действия напряжений сжатия, черным – растяжения. Сбросы: ограничивающие впадины Байкальского рифта (*ча* – Чарская, *вт* – Верхнетоккинская) и впадины вблизи Охотского моря (*т-а* – Тугуро-Амгунские). Надвиги и взбросы: Дж – Джелтулакский, Ю-Т – Южно-Токинский, Ю-Ч – Южно-Чульманский. Сдвиги: А-Н – Атугей-Нуямский, В-А – Верхнеалданский, З-А – Западно-Алданский, М – Майский (Авгенкурский), Тр – Тыркандинский, С-Тк – Северо-Тукурингрский, Ю-Тк – Южно-Тукурингрский, Т-Ю – Тас-Юряхский. Прочие разломы: Тк – Темулякитский.

ные события сопровождались образованием сейсмодислокаций (срывы почвенно-растительного покрова, повал леса, каменные осыпи и оползни) [2, 3, 4]. Восточнее, на правом берегу р. Олекмы, преобладают левые сдвиги (Верхне-Алданский, Тунгурчинский, Южно-Становой и др.). Здесь в междуречье Олекмы и Алдана расположен активный участок сейсмопроявлений Южно-Якутского землетрясения 1989 г. с $M = 6,6$ (57° с.ш., 122° в.д.), после которого отмечено свыше 5 тыс. афтершоков (5 из них имели магнитуду в интервале 4,0–6,0). Эпицентральная область этого события и его афтершоки локализованы в зоне влияния Тунгурчинского сдвига, к которому приспособилась р. Тунгурча (правый приток Олекмы) и где во время землетрясения по обоим бортам реки на протяжении 25 км произошли массовые сейсмосрывы и камнепады [3, 5]. На южных склонах Станового хребта к югу от истоков р. Алдан в верхо-

вьях р. Нижняя Ларба (бассейн р. Нюкжа) отмечено скопление повторных толчков, возникшее при Ларбинском событии 1971 г. с $M = 5,9$. Оно связано с подвижками по Южно-Становому левому сдвигу, где обнаружена сейсмодислокация «Чубачи» в виде рва длиной до 2 км. На восточном фланге Станового шва развиты правые сдвиги (Атугей-Нуямский, Майский (Авгенкурский) и др.). Здесь в 1937 и 1939 гг. в районе Токинского Становика вблизи оз. Большое Токо ($\sim 56^\circ$ с.ш., 130° в.д.) отмечены землетрясения с $M = 5,5-6,0$. Свыше 10 палео- и современных сейсмогенных оползней, обвалов, каменных выколов и др. подтверждают высокую активность данного района [3, 7, 9].

К центральному фрагменту Станового шва с севера примыкает система диагональных северо-восточных левых (Западно-Алданский и др.) и северо-западных правых (Тыркандинский и др.) сдвигов, ко-

торые образуют "клин", прослеживаемый на север в пределы Алданского щита (рис. 2). К нему тяготеет большая группа эпицентров землетрясений, выявленная в центре Алданского нагорья (правобережье р. Тимптон) [3, 9]. Очаги землетрясений ОСЗ располагаются на глубинах 1–40 км в пределах земной коры, толщина которой достигает здесь 60 км [11].

Монголо-Охотский линеамент, ограничивающий Становой блок с юга, наследует древнюю краевую шовную зону и отделяет территорию каледонской и карельской складчатости Забайкалья и Станового хребта от герцинских и мезозойских структур Монголо-Охотского складчатого пояса. Его простираение на западном и восточном фланге – субширотное, а в центральной части – северо-восточное (рис. 3). Непосредственно на южной границе Станового блока располагается восточное окончание Монголо-Охотского линеаменты – Тукурингра-Джагдинское сводово-блоковое поднятие, где выделяются хребты Тукурингра, Соктахан и Джагды с абсолютными высотами до 1600 м. Они находятся примерно на 200 км южнее и параллельно Становому хребту и прослеживаются на расстояние почти в 600 км при ширине до 80 км. С севера и юга Тукурингра-Джагдинское под-

нятие ограничено Северо- и Южно-Тукуринградской зонами разломов, наиболее активизированными ветвями Монголо-Охотского краевого шва. Их кинематический тип – левые сдвиги и взбросы. Все очаги землетрясений локализованы здесь в пределах названного поднятия и тяготеют к указанным сейсмогенным разломам и их оперениям [4, 6]. Высокая сейсмичность этой зоны подтверждается серией сильных землетрясений с $M = 4,7-5,6$, произошедших в 1972–1994 гг. Местные землетрясения фиксируются на глубинах 5–23 км. В районе хр. Тукурингра-Джагды задокументированы два крупных сейсмогенных скальных оползня-обвала: структуры Ирмакит и Нёл [6].

Темулякит-Джелтулакская сейсмическая зона, пересекающая ОСЗ и Тукурингра-Джагдинскую зону в субдолготном направлении от р. Лены через бассейн р. Олекмы к р. Амуру, в северной части (северо-восточный фланг хр. Удокан, верховья р. Тас-Миеле) тяготеет к системе Темулякитского дизъюнктива, простирающегося вдоль р. Олекмы до устья р. Нюкжи. В зоне его влияния отмечены землетрясения 1972 г. с $M = 4,9$ и 1997–2002 гг. с $M = 4,1-4,8$. Глубина их гипоцентров составляла 7–20 км. Сюда

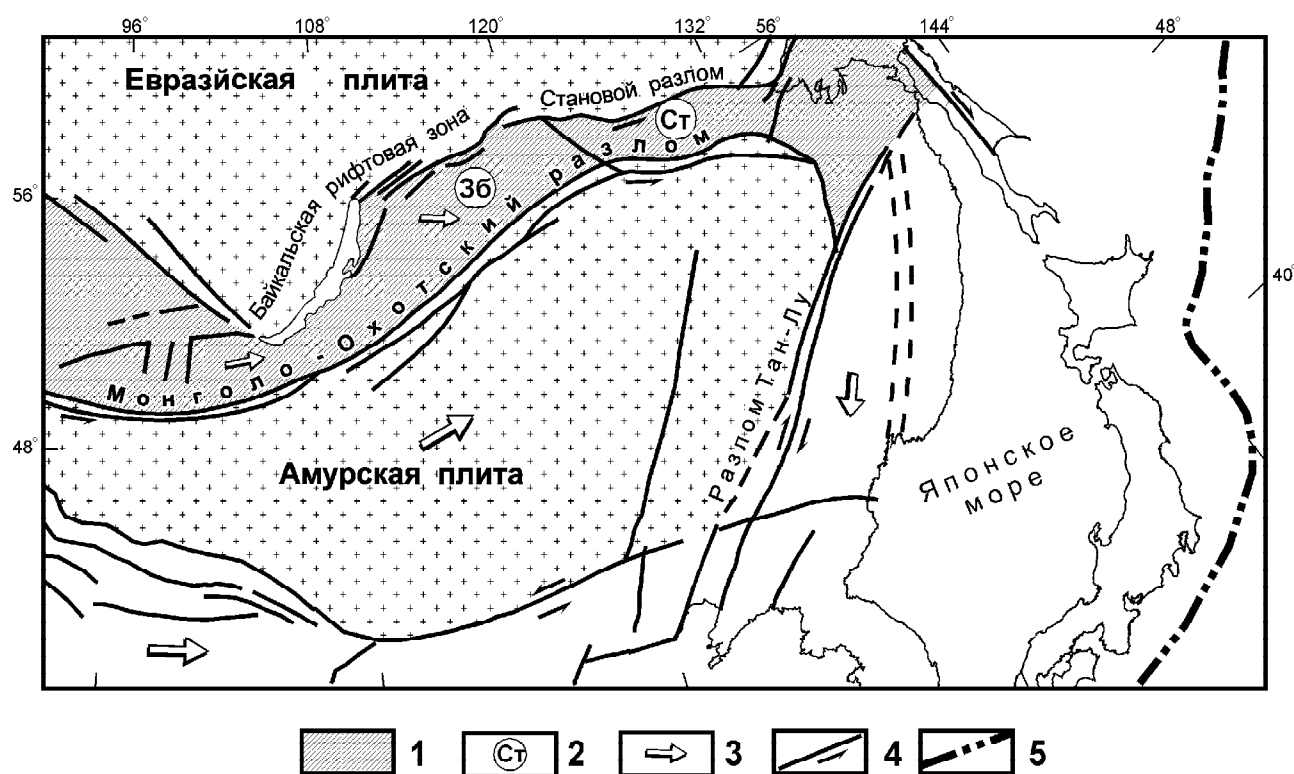


Рис. 3. Схема взаимодействия Евразийской и Амурской литосферных плит в Восточной Сибири.

1 – буферная зона между Евразийской и Амурской плитами; 2 – название блоков в буферной зоне: Зб – Забайкальский блок, Ст – Становой блок; 3 – направление движения плит и блоков; 4 – крупные сдвиги; 5 – местоположение Курило-Японской островной дуги.

же тяготеют палеосейсмодислокации в виде рвов протяженностью до 1–1,5 км при ширине 2–3 м, обнаруженные в верховьях р. Олдонгсо [3]. Цепочка слабых землетрясений этой зоны продолжается к юго-востоку по долине р. Нюкже вдоль Желтулакской разломной зоны, стыкующейся на юго-востоке с Северо-Тукурингским разломом [4, 10].

Внутреннюю часть Станового блока между Становым и Тукурингра-Джагдинским поднятиями от бассейна р. Нюкжи до верховьев р. Зеи занимает Тукурингра-Становое межгорное понижение с высотами 600–900 м. Эта морфоструктура характеризуется небольшим темпом новейших тектонических движений и слабой сейсмичностью [6].

ФОКАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для оценки напряженного состояния земной коры на границах Станового блока за последние 30 лет были построены диаграммы фокальных механизмов сильных землетрясений с использованием знаков первых вступлений в объемных сейсмических волнах [4, 5]. Их анализ для системы Станового шва показал (рис. 2), что при переходе от БРЗ к ОСЗ в районе среднего течения р. Олекмы наблюдается смена "байкальского" поля тектонических напряжений на "становое". Система напряжений "байкальского" типа (растягивающие усилия ориентированы перпендикулярно к простиранию геологических структур) сохраняется лишь для участков ОСЗ, граничащих с Байкальским рифтом (левобережье р. Олекмы), где для землетрясений 1967–1987 гг. наблюдались сбросо-сдвиговые подвижки в их очагах. На правом берегу р. Олекмы и восточнее наблюдается "становое" поле тектонических напряжений, где сжимающие усилия близгоризонтальны и действуют под углом или вкрест простирания структур. В очагах землетрясений преобладают движения типа левого сдвига, взброса и надвига. На это, например, указывает фокальный механизм последнего сильного Южно-Якутского землетрясения 1989 г. и его афтершоков [3, 5]. Данные факты свидетельствуют, что влияние БРЗ заканчивается на левобережье р. Олекмы и не продолжается на восток. Обращает на себя внимание (рис. 2), что ориентация вектора сжатия в очагах землетрясений ОСЗ изменяется с запада на восток. Так, на левобережье р. Олекмы сжимающие усилия действуют в близширотном направлении, в междуречье Олекмы и Тимптона они направлены на северо-восток, в центре (Алдано-Учурское плато) – ориентированы субдолготно, на восточном фланге – в направлении северо-запад–юго-восток [3].

На южной границе Станового блока – восточном окончании Монголо-Охотского шва – в очагах землетрясений преобладают левосдвиговые (толчки 1972–1977 гг.) и взбросовые (1975 г.) подвижки. Вектор сжатия здесь ориентирован на северо-восток.

Фокальные механизмы землетрясений на западной границе Станового блока указывают на взбросовые смещения в их очагах (событие 1979 г.) [4].

В большинстве случаев параметры фокальных механизмов землетрясений, следующие из диаграмм, совпадают с полученной по геологическим данным морфо-кинематической характеристикой разломов, к зонам влияния которых тяготеют эпицентры [3, 4, 9].

ВЫВОДЫ

Результаты сейсмологических и сейсмогеологических исследований позволили выявить на юге Восточной Сибири от Байкала и Северной Монголии до Охотского моря протяженную зону сейсмичности, маркирующую область взаимодействия Евразийской и Амурской плиты (рис. 3). Указанная область возникла в результате сближения относительно малоподвижной Евразийской (её скорость составляет около 0,2 см/год при перемещении в восточном направлении) и значительно меньшей по размерам, но более мобильной Амурской плиты (скорость близка к 1–1,3 см/год при её движении к северо-востоку) [15]. Наибольшая концентрация землетрясений в виде сейсмических поясов и зон (БСП, БРЗ, ОСЗ, и др.) наблюдается в краевых частях этой области вдоль системы разрывных нарушений БРЗ, Станового и Монголо-Охотского разломов. Территорию между ними диффузно заполняют слабые сейсмические события, что подтверждает существование здесь единой области взаимодействия плит, затронутой активными сеймотектоническими процессами. На основе пространственного распределения сейсмичности в пределах области взаимодействия выделяется два блока: Забайкальский и Становой. Первый под влиянием «байкальского» поля тектонических напряжений смещается на юго-восток относительно Сибирской платформы со скоростью 0,5–0,7 см/год (данные GPS-наблюдений [13, 14]). Становой блок, зажатый между Евразийской, Амурской и Охотоморской плитами и Забайкальским блоком, как бы перемещается вокруг своей оси по часовой стрелке относительно Евразийской плиты со скоростью 0,2–0,3 см/год (линейно-угловые геодезические измерения на Олекминском геодинимическом полигоне [1]). Обстановка сжатия, характерная для Станового блока, формируется на его границах (Становой и восточный фланг Монголо-Охотского разломов) определенные параге-

незисы активных разломов (сопряженные Верхне-Алданский сдвиг и Южно-Чульманский надвиг, Майский (Авгенкурский) сдвиг и Южно-Токинский надвиг и др.), а также сеть диагональных разрывов в смежных районах Алданского щита. В рельефе границы Станового блока представлены, в основном, горными поднятиями. Лишь на его восточном фланге в районе Удской губы Охотского моря существуют условия растяжения, где в силу отставания Станового блока от соседней Охотоморской плиты возникла система Тугуро-Амгунских впадин. Как правило, к границам блока также тяготеют аномалии геофизических полей [9, 10].

Установленные закономерности в проявлении сейсмичности, характере полей тектонических напряжений и развитии определенных парагенезисов разломов, возникших между рассматриваемыми литосферными плитами, позволяют выделить на юге Сибири особый класс сеймотектонических структур, называемых буферными. Северо-восточное поступательное движение Амурской плиты относительно Сибирской платформы (Евразийская плита) вместе с процессами, протекающими в БРЗ, формирует эти структуры в виде отдельных блоков (Забайкальский и Становой), которые как бы выжимаются из области столкновения плит, испытывая при этом смещение (Забайкальский) и вращение (Становой блоки). Движение Амурской плиты к северо-востоку обуславливает также развитие в её фронтальной части крупнейшей право-сдвиговой системы Тан-Лу, служащей восточным ограничением Амурской плиты.

Представляется, что выделение подобного класса буферных сеймотектонических структур позволяет объяснить в структурном плане фиксируемое между Евразийской и Амурской плитами распределение сейсмичности и её природу и прогнозировать дальнейшую динамику развития сеймотектонических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочаров Г.В., Замараев Н.Н. Геодезические измерения на геодинимических полигонах Южной Якутии // Геодезия и картография. 1991. № 3. С. 30–34.
2. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. М.: Наука, 1966. 230 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
4. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
5. Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Николаев В.В. и др. Афтершоки Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989 года. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1993. 66 с.
6. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеймента (восточный фланг). Новосибирск: Наука, 1979. 113 с.
7. Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П. Сеймотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, 1982. 149 с.
8. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
9. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 136 с.
10. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П.Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
11. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмогеологии близких землетрясений // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86–89.
12. Тектоника Якутии / Отв. ред. Ю.Н. Трушков. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
13. Calais E., Lesne O., Deverchere J., San'kov V., Likhnev A., Miroshnichenko A., Buddo V., Levi K., Zalutzky V., Bashkuev Y. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements // Geoph. Res. Let. 1998. V. 25, N 21. P. 4003–4006.
14. Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. A model for recent plate velocities from space geodesy // Geoph. Res. Let. 2002. V. 107, N B4. P.11-1–11-32.
15. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific Region. Circum-Pacific map series. U.S.G. S. 1984.

V.S. Imaev, L.P. Imaeva, B.M. Koz'min, V.V. Nikolaev, R.M. Semenov

Buffer seismogenic structures between the Eurasian and Amurian lithospheric plates in Southern Siberia

The area of interaction of the Eurasian and Amurian plates in Southern Siberia between Lake Baikal and the Sea of Okhotsk is investigated basing on the results of the study of seismicity, focal mechanisms of earthquakes, tectonic features, etc. in the region. The Transbaikal and Stanovoy blocks are established there representing a class of buffer structures. It is shown that the present-day seismotectonic processes taking place at the boundary of the buffer structures are related to convergence between the Amurian and Eurasian plates.

ОФИОЛИТОВЫЕ ПОЯСА АРКТИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ

**В.С. Оксман, А.В. Ганелин¹, С.Д. Соколов¹, О.Л. Морозов¹,
Ф.Ф. Третьяков, С.А. Силантьев²**

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

¹*Геологический Институт РАН, г. Москва*

²*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва*

В Верхояно-Чукотской орогенной области (арктические и субарктические регионы) выделены офиолитовые пояса Черского и Южно-Аннуйской сутуры (ЮАС), приуроченные соответственно к осевым частям Верхояно-Колымского и Новосибирско-Чукотского (Чукотско-Аннуйского) коллизионных орогенов. Офиолитовые фрагменты пояса Черского представляют собой реликты земной коры раннепалеозойского задугового, или окраинноморского бассейна, а офиолиты Южно-Аннуйской сутуры – позднепалеозойско-раннемезозойского океана Аннуй-Ангаючам. Сделан вывод о продолжении ЮАС на северо-запад Аляски, где ее вероятным аналогом является офиолитовая сутура Кобук. Индикаторные океанические комплексы обеих сутур позднего палеозоя–мезозоя представляют фрагменты бассейна, разделявшего в палеозое–раннем мезозое Евразию и Северную Америку, а в позднем мезозое – Евразию и Чукотку. Последующие этапы метаморфизма офиолитов и ассоциирующих вулканогенно-осадочных пород связаны с процессами амальгамации, аккреции и коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов к Северо-Азиатскому и Сибирскому кратам.

Ключевые слова: офиолитовые пояса, Верхояно-Чукотские коллизионные структуры.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-западный сектор Пацифики (арктические регионы Северо-Востока Азии), граничащий на западе с Сибирской платформой, представляет собой часть гигантской складчатой области, в пределах которой выделяются мезозойские Верхояно-Чукотские коллизионные и мезозойско-кайнозойские Корьякско-Камчатские аккреционные структуры [1, 19–21, 26, 42] (рис. 1). Офиолиты Корьякского нагорья и Камчатки достаточно хорошо изучены. Они относятся к аккреционному типу, и среди них установлены фрагменты океанической коры Палео- и Мезопацифики (тихоокеанский тип) [25].

Офиолитовые пояса Черского и Южно-Аннуйской сутуры относятся к коллизионному типу и подверглись неоднократным деформациям и метаморфизму. Тип, возраст и размеры океанических бассейнов, где могли быть генерированы офиолиты Арктических поясов, и природа бассейнов остаются до настоящего времени дискуссионными. Также до конца не понятны вопросы эволюции офиолитов на различ-

ных этапах геологической истории. Проведенные исследования включали сочетание стандартных и уже хорошо апробированных в районе методик структурного и минералого-геохимического анализов.

Целью статьи является восстановление геодинамических обстановок формирования плутонических и вулканогенно-осадочных частей офиолитовых разрезов и связанных с ними метаморфических комплексов, проведение сравнительного анализа геохимических данных по крупнейшим фрагментам офиолитовых поясов.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Структуры мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области разделяются на Верхояно-Колымский и Новосибирско-Чукотский (Чукотско-Аннуйский) коллизионные орогены [1, 6, 18, 26, 33, 40, 41]. Верхояно-Колымский дугообразный ороген ("Верхояно-Колымские мезозоиды", "Колымская петля") сформирован в результате позднемезозойской коллизии Верхоянской континентальной окраины

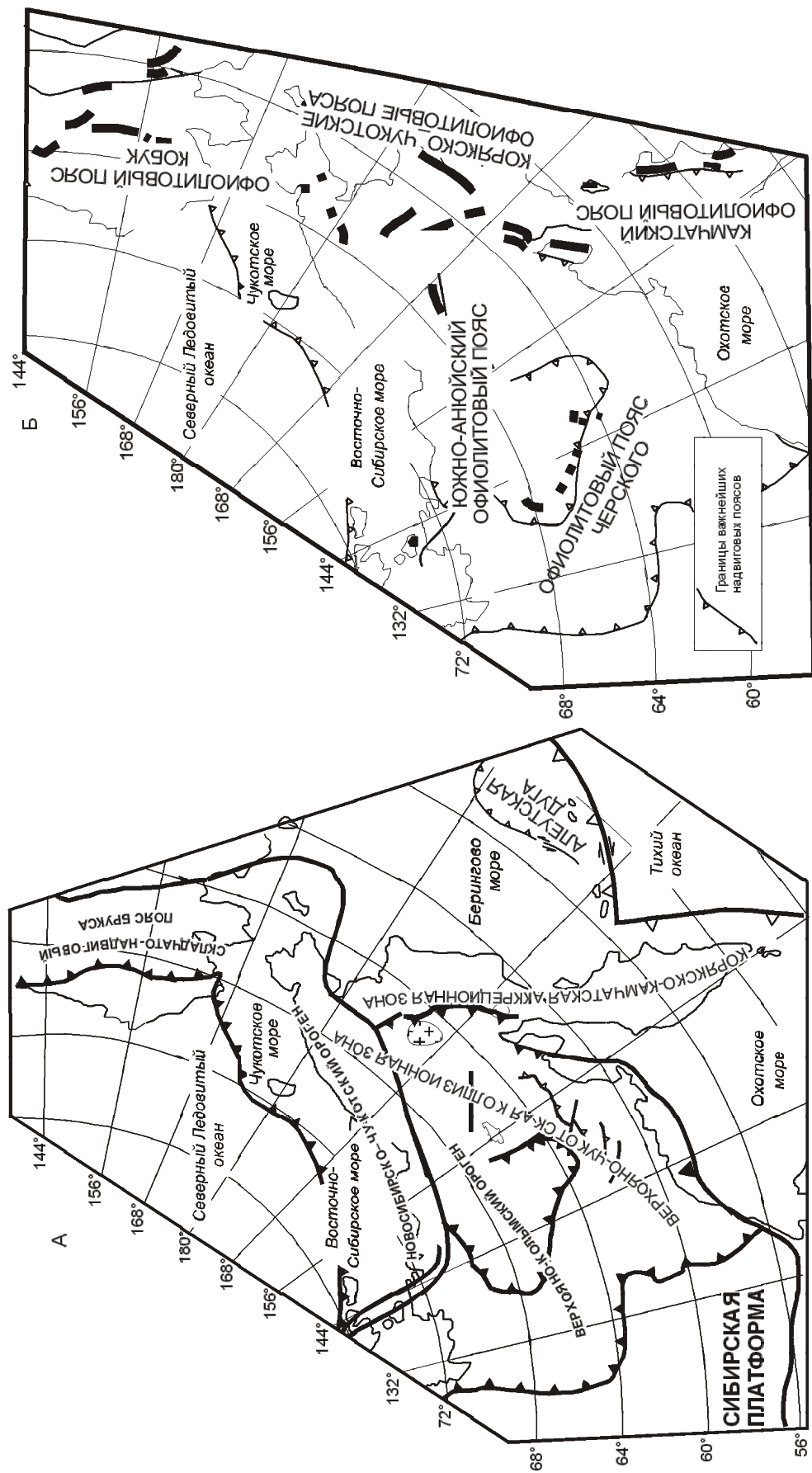


Рис. 1. Основные тектонические единицы (А) и офиолитовые пояса (Б) Северо-Востока Азии.

Северо-Азиатского кратона с разновозрастными структурами (террейнами), образующими единый Колымо-Омолонский микроконтинент (супертеррейн) [28]. Верхоянская окраина преобразована в одноименный складчато-надвиговый пояс, который представляет собой внешнюю часть орогенных структур [22, 42]. Внутреннюю часть названного орогена составляет коллизионный пояс Черского [16, 17]. В строении последнего выделяются (с запада на восток): Кулар-Нерский пояс (переходная часть от структур западной, внешней части орогена к внутренней его части), Туостахский блок (Нагоджинский террейн [39]), Селенныхский, Тас-Хаяхтахский и др. блоки палеозойских пород (обычно объединяются в Омудевский микроконтинент или террейн [28]). Офиолиты и метаморфические породы приурочены к осевой части коллизионного пояса. Позднемезозойские амальгамационные и аккреционные осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы выполняют Иньяли-Дебинский и Полоусненский синклинии, Илинь-Тасский антиклинорий, Индигиро-Зырянский прогиб (восточная тыловая часть пояса) и Уяндино-Ясачненский вулканоплутонический пояс. В восточных частях Верхояно-Колымской складчатой области (восточные части Колымо-Омолонского супертеррейна) также выделяются: Алазейский, Хетачанский, Олойский блоки (террейны), обычно объединяются в Алазейско-Олойскую зону, Кенгельдинский блок, сложенный разнообразными метаморфическими породами, Березовский блок девонских-раннетриасовых вулканогенно-терригенных пород, Приколымский и Омолонский микроконтиненты (террейны) [4, 28]. Алазейский, Хетачанский, Приколымский и Олойский блоки несогласно перекрываются полями позднеюрских (киммеридж-волжских) и неокомовых вулканогенно-осадочных пород.

Новосибирско-Чукотский (Чукотско-Аньюйский) ороген с юга ограничен Южно-Аньюйской сутурой (ЮАС), занимающей пограничное положение между Верхояно-Колымским и Новосибирско-Чукотским коллизионными орогенами (складчатые области). По геофизическим данным структуры ЮАС продолжаются на северо-запад, где ее комплексы вскрываются на о. Б. Ляховский [5]. Комплексы Южно-Аньюйской сутуры совместно с перекрывающимися вулканогенно-осадочными образованиями слагают деформированные аллохтоны северной вергентности [27]. Параавтохтон (северная, фронтальная часть Новосибирско-Чукотского орогена) сложен дислоцированными триасовыми терригенными отложениями пассивной окраины Чукотского микроконтинента. Вдоль фронта аллохтонов распространены позднеюрские вулканогенные образования предпо-

жительно островодужной природы, которые также участвуют в покровно-складчатой структуре. Покровная структура перекрыта деформированным неавтохтоном готерив-барремского возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

В Верхояно-Чукотской складчатой области выделяются: офиолитовые пояса Черского и Южно-Аньюйский, приуроченные соответственно к центральным частям Верхояно-Колымского и Новосибирско-Чукотского (Чукотско-Аньюйского) орогенов.

Офиолитовый пояс Черского

Офиолиты и метаморфические породы Верхояно-Колымского орогена (пояс Черского) образуют пакеты тектонических пластин (Уяндинские или Калгынские и Мунилканские офиолиты), повторно деформированных в крупные складки, перекрывающих палеозойские отложения, или выделяются в виде небольших линз вдоль разломов со сдвиговой кинематикой в осевой части орогена (Кыбытыгасский, Индигирский, Гарбыньинский и Дебинский фрагменты ультрамафит-мафитов) [40]. Офиолиты обычно включают: серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, габбро и габбро-амфиболиты кумулятивного комплекса, метабазальты, офиокальциты и офиолитокластиты. Офиокальцитовые брекчии установлены в Мунилканском фрагменте офиолитов, а в Кыбытыгасском фрагменте офиолиты сосредоточены в серпентинитовом меланже, слагающем самостоятельную пластину в пакете покровов [39].

Наиболее крупный, *Уяндинский* фрагмент офиолитов расположен в пределах сложно построенного Селенныхского блока и совместно с полиметаморфическими кристаллическими сланцами слагает тектонический покров, состоящий из пакета аллохтонных пластин, который располагается на параавтохтонных палеозойских зеленосланцевых толщах. В составе Уяндинского офиолитового комплекса определен практически весь набор комплексов (за исключением дайкового), типичных для альпинотипных офиолитов (см. рис 1, 2 в [8], рис. 2). Выделяются самостоятельные тектонические пластины, сложенные серпентинитовым меланжем, ультрамафитами (преимущественно гарцбургитами и дунитами), габбро-амфиболитами и амфиболитизированным (кумулятивным) габбро, метабазальтами. Тектонические пластины разделены зонами полимиктового серпентинитового меланжа, в котором определены линзы офиолитокластитов [7, 8, 17].

Офиолиты пояса Черского повсеместно ассоциируют с метаморфическими породами и, в свою оче-

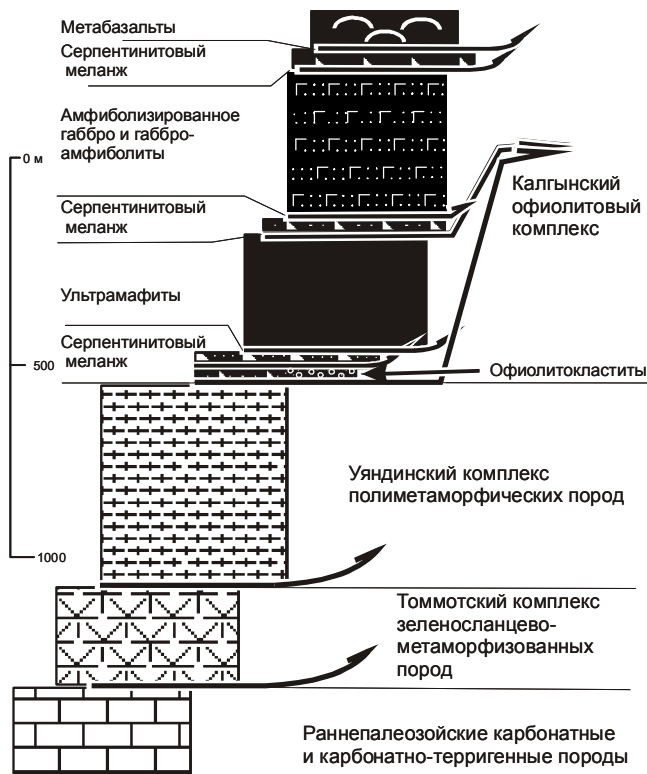


Рис. 2. Сводный разрез офиолитов и полиметаморфических пород Уяндинского (Калгынского) блока офиолитового пояса Черского.

редь, испытали несколько этапов метаморфизма. Ранний этап метаморфизма проявлен только в габбро-амфиболитах Уяндинского блока и характеризуется температурами 450–500°C и низкими давлениями (менее 2,0 кбар), что позволило сравнить данный метаморфизм с океаническим [17]. Ранний метаморфизм не сопровождался синхронными деформациями и датирован 419–430 млн л. (^{40}Ar - ^{39}Ar , по актинолитовой роговой обманке [11, 40]). Метаморфизм второго этапа характеризовался среднебарическими, среднетемпературными условиями ($T=450$ – 620°C , $P=4.0$ – 6.0 кбар, Барровиан тип метаморфизма). Его возраст определяется в 370 млн л. ^{40}Ar - ^{39}Ar анализом биотита из ассоциирующих с офиолитами полиметаморфических сланцев Уяндинского блока [11, 40]. Метаморфизм второго этапа связывается с расслоением океанического бассейна и образованием глубоких надвигов [17]. Третий этап метаморфизма датирован ^{40}Ar - ^{39}Ar методом в 174 млн л. по мусковиту из полиметаморфических сланцев, которые тектонически подстилают офиолитовый покров [11]. Офиолиты, кристаллические сланцы и палеозойские карбонатно-терригенные породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации низких давлений в северной части пояса (330–460°C, 2,0–4,0 кбар) и средних дав-

лений в южных частях орогена (4,0–6,0 кбар) [17]. Совокупность геохимических признаков базальтов и габбро Уяндинского офиолитового комплекса, на основании материалов предыдущих исследований, позволяет предполагать формирование его в супрасубдукционной обстановке задугового бассейна, что характерно для большинства альпинотипных офиолитовых комплексов [7, 8].

Офиолитовый пояс Южно-Анжуйской сутуры

Офиолиты слагают аллохтоны и ассоциируют с полиметаморфическими сланцами, позднемезозойскими вулканогенно-терригенными породами и аккреционным меланжем. Выделяются позднепалеозойские офиолиты островодужного и предположительно океанического генезиса, а также среднемезозойские офиолиты океанической природы. Самые молодые океанические базальт-кремнистые ассоциации имеют возраст от средней юры до келловей–оксфорда. Наиболее крупные офиолитовые фрагменты представлены Алучинской группой массивов мафит-ультрамафитового состава и Громадненско-Вургувеевским гипербазит-габбровым массивом. Породы офиолитового комплекса известны также на северо-западном продолжении ЮАС на о. Б. Ляховский [5].

Алучинские офиолиты включают собственно Алучинский массив, в составе которого выделяются мантийные тектонизированные гипербазиты, представленные преимущественно породами дунит-гарцбургитового ряда, а также породы полосчатого комплекса [12]. Базитовая (коровая) часть представлена Атамановским массивом (рис. 3), который сложен различными габброидами с офиолитовой структурой (габбродиабазами, диабазами), в раме которых содержатся скринны серпентинитов и серпентинизированных перидотитов. Возраст диабазов оценивается как поздне триасовый (226 млн лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar метод, вторичная роговая обманка [2]). Согласно [3], а также неопубликованным данным, гипербазиты Алучинского массива имеют супрасубдукционную природу.

Громадненско-Вургувеевский массив (рис. 4) представляет собой сигмоидально изогнутую пластину, образующую вместе с вышележащей позднепалеозойской вулканогенной толщей основного состава тектонический пакет, надвинутый на позднемезозойские комплексы ЮАС [2, 13]. В составе массива выделяется комплекс плутонических габброидов (оливиновые габбро, троктолиты, габбро, габбронориты, последние распространены наиболее широко). Для всех перечисленных разновидностей габброидов характерен лейкократовый характер, число цветных минералов, как правило, не превышает 30 %, опускаясь иногда до 10–3 %, что позволяет рассматривать

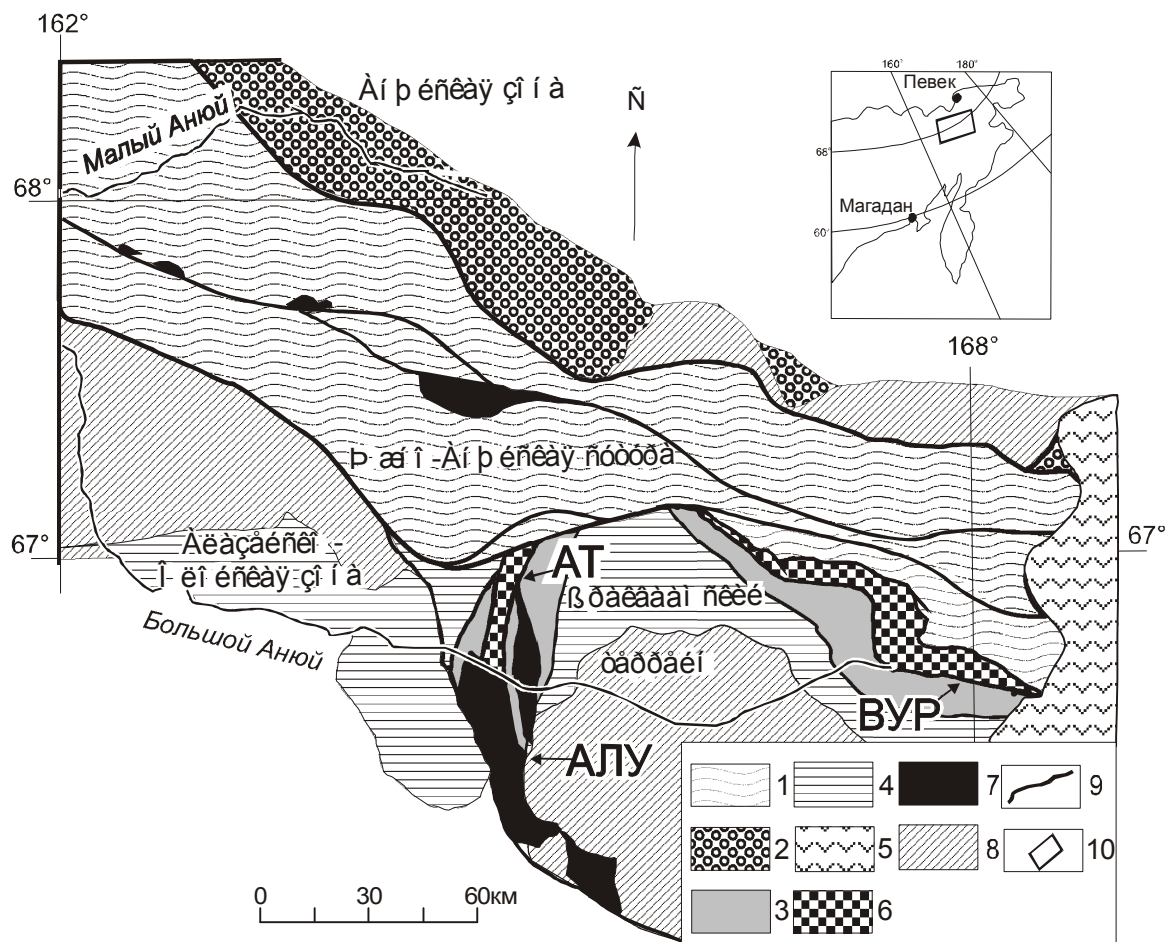


Рис. 3. Схема основных структурных элементов Южно-Анюйской сутуры и ее обрамления (по [14, 27] с изменениями).

1 – мезозойские вулканогенно-терригенные комплексы Южно-Анюйской сутуры; 2 – триасовые турбидиты Анюйской зоны Чукотского микроконтинента; 3 – позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны; 4 – мезозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны; 5 – меловые молассовые отложения; 6 – Атамановский и Громадненско-Вургувеемский массивы; 7 – Алучинский гипербазитовый массив; 8 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы; 9 – разломы; 10 – район работ.

Буквы на рисунке: АТ – Атамановский массив, ВУР – Громадненско-Вургувеемский массив, АЛУ – Алучинский массив.

эти породы как габброанортозиты. Возраст вторичной роговой обманки в габброидах массива, согласно данным ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования, составляет 320 млн лет [2]. Близкие датировки (332 млн лет, ^{40}Ar - ^{39}Ar метод) получены для плагиогранитизированного габбро [9]. Таким образом, возраст вторичных преобразований габброидов соответствует среднему карбону. В подчиненном количестве присутствуют редкие небольшие тела куммулятивных перидотитов, иногда содержащих плагиоклаз. Габброиды Громадненско-Вургувеемского массива прорываются двумя сериями даек. Первые, возможно, являются гипабиссальной фацией вышележащих позднепалеозойских вулканитов. Дайки представлены субвертикальными те-

лами северного простирания мощностью до 2 м и сложены диабазами, габбродиабазами, базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами. Среди даек наблюдаются скрины габбро. Другая группа даек приурочена к центральной части массива, представлена порфировыми базальтами. Эти дайки имеют различную ориентировку, мощность от 10 см до 0,5 м и протяженность не более 5–10 м. Возраст даек не известен, но за пределами массива подобные породы не встречались.

Основанием для выделения массива в качестве офиолитового послужило предположение, что среди редких перидотитовых тел, ассоциирующих с габброидами, присутствуют альпинотипные (мантийные

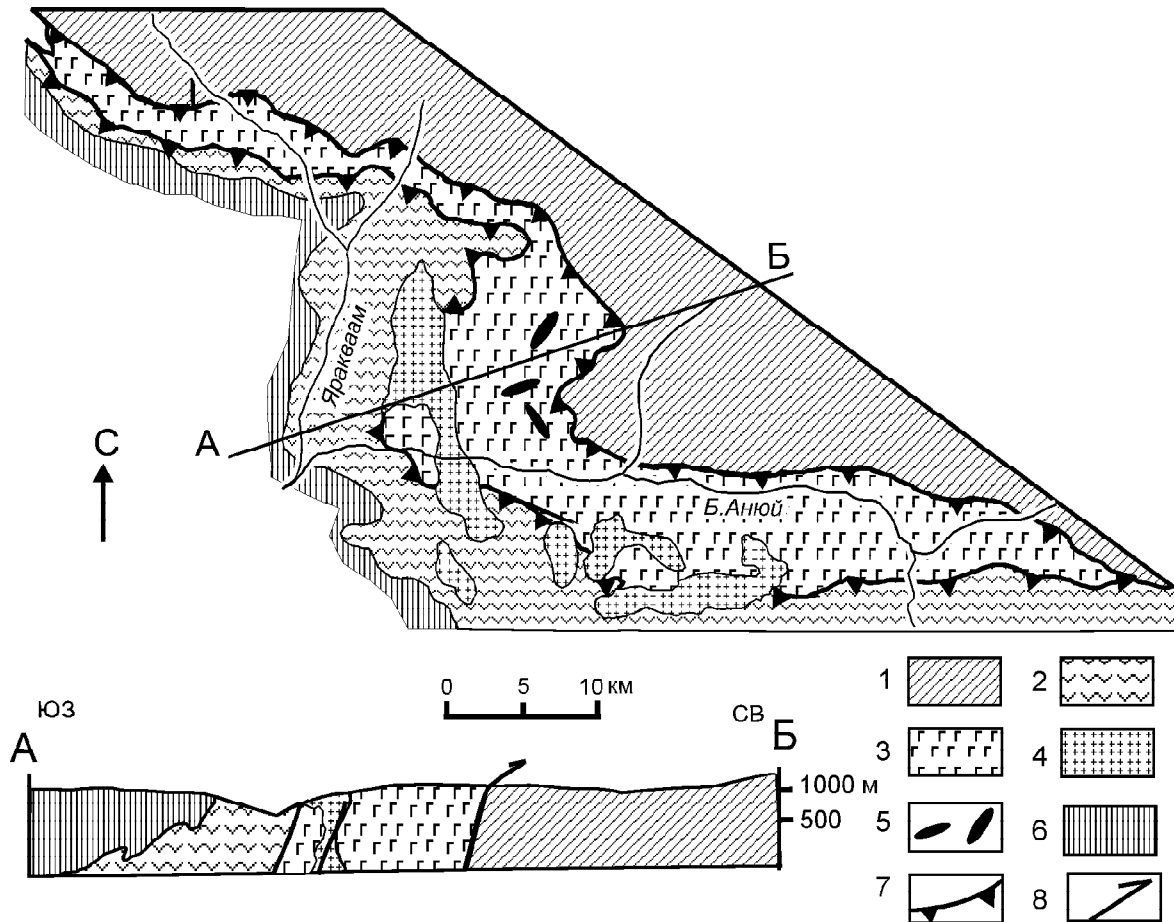


Рис. 4. Схема строения Громадненско-Вургувеевского массива по [27].

1 – нерасчлененные среднеюрско-раннемеловые комплексы Южно-Анъюйской сутуры; 2 – позднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования; 3 – габброидные комплексы Громадненско-Вургувеевского массива; 4 – плагиограниты позднепалеозойского Вургувеевского комплекса; 5 – тела троктолитов и перидотитов; 6 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы; 7, 8 – надвиги, ограничивающие Громадненско-Вургувеевский массив: 7 – на карте; 8 – на разрезе.

перидотиты) [13], а также пространственная сопряженность плутонических габброидов массива с верхнепалеозойскими вулканитами. Присутствие мантийных перидотитов в структуре массива не подтвердилось, характер взаимосвязи позднепалеозойских вулканитов и плутонических пород массива остается неопределенным. В связи с этим рассмотрение плутонических пород Громадненско-Вургувеевского массива в качестве офиолитовых является дискуссионным, однако в данной статье они рассматриваются с целью приведения общей характеристики ультрамафит-мафитовых комплексов ЮАС.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В настоящее время достаточно детально изучены базитовые (коровые) комплексы рассматриваемых массивов.

Габброиды

Громадненско-Вургувеевский массив. Характерными особенностями состава габброидов массива являются низкие относительно габброидов другой геодинамической природы содержания кремния, титана (TiO_2 около 1 вес. %), фосфора, щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,1-2,5$ вес. %), и, напротив, повышенные содержания глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 10$ вес. % – в оливиновом габбро и 18–28 вес. % – в габбро и габброноритах) (табл.). Наблюдаются низкие значения магнезиальности – $100\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}) = 67-27$, что свидетельствует о значительной эволюционированности родительских расплавов. Содержания и распределение РЗЭ в габброидах близки к таковым в океанических толеитах типа *N-MORB* (рис. 5, А). Спектры редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, для всех исследованных образцов

Таблица. Представительные анализы магматических пород офиолитов Южно-Анюйской сутуры и Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса пояса Черского.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	OIG	G	D	D	GD	D	G	G	B	B
SiO ₂	41,26	43,88	50,18	51,58	49,25	47,48	48,38	47,38	47,82	46,23
TiO ₂	0,16	1,13	1,43	1,24	1,93	0,62	0,29	1,76	2,43	2,69
Al ₂ O ₃	9,53	19,88	15,67	15,32	14,10	15,54	16,54	14,94	12,70	13,47
FeO	-	-	7,47	7,26	8,48	7,41	4,64	8,97	10,17	9,13
Fe ₂ O ₃	-	-	3,8	4,79	3,38	1,90	1,99	1,85	3,69	7,93
FeO*	12,93	13,36	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,21	0,27	0,24	0,21	0,09	0,10	0,12	0,18	0,09	0,11
CaO	10,28	11,73	6,75	4,26	9,13	9,79	13,08	10,56	7,42	6,67
MgO	18,96	5,20	4,42	4,83	7,25	9,93	10,59	9,01	8,40	10,28
Na ₂ O	0,11	2,42	4,76	4,8	3,24	2,37	1,98	2,57	6,47	2,70
K ₂ O	0,00	0,16	0,38	0,17	0,20	0,29	0,18	0,09	0,65	0,58
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,23	0,15	0,15	0,09	0,03	0,14	0,16	0,20
ППП	5,14	1,26	4,03	5,15	2,12	4,60	1,49	2,40	1,00	1,31
Сумма	98,61	99,36	99,36	99,76	99,32	100,12	99,32	99,86	101,00	101,31
Cr	643	27	42	26	60	167	399	271	126	157
Ni	179	8	31	26	40	62	186	-	60	100
V	8	56	368	343	375	200	-	-	442	370
Co	92	32	33	28	35	32	-	-	42	44
Ba	76	148	108	137	45	130	51	133	33	86
Rb	-	-	2	5	1	3	43	10	1	9
Sr	105	235	174	268	140	200	154	135	110	213
Cu	26	49	137	58	-	-	-	-	-	-
Zr	2	5	46	56	98	32	18	96	121	152
Y	2	5	23	29	36	14	18	24	39	35
Nb	0,05	0,13	0,94	1,37	2,40	1,00	7,2	7,2	1,9	11,2
Ta	0	0,01	0,06	0,07	-	-	0,31	0,31	-	0,61
Hf	0,27	0,29	1,50	1,63	-	-	0,96	2,57	-	3,76
Th	0	0	0,59	0,58	-	-	0,41	0,41	-	0,91
U	0	0	0,26	0,25	-	-	-	-	-	0,54
Zn	7,4	14	93,54	86,56	-	-	-	-	-	-
Pb	1,8	1,1	2,67	1,51	-	-	-	-	-	-
La	0,1	1	4,57	5,83	3,00	1,20	0,52	3,39	3,42	10,16
Ce	0,4	2,4	11,66	14,58	10,00	3,40	2,66	12,31	10,04	26,41
Pr	0,1	0,39	1,80	2,18	-	-	-	-	-	-
Nd	0,5	1,9	8,82	10,71	9,70	3,10	5,11	10,26	10,04	18,28
Sm	0,23	0,68	2,72	3,24	3,90	1,10	0,66	3,90	4,62	5,18
Eu	0,13	0,51	1,06	1,24	1,30	0,56	0,38	1,45	1,21	1,86
Gd	0,37	0,94	3,23	3,81	-	-	-	-	-	-
Tb	0,07	0,17	0,55	0,63	1,00	0,33	0,25	0,84	1,31	1,12
Dy	0,48	1,29	3,83	4,27	-	-	-	-	-	-
Ho	0,1	0,28	0,85	0,97	-	-	-	-	-	-
Er	0,29	0,85	2,34	2,61	-	-	-	-	-	-
Tm	0,04	0,11	0,34	0,38	-	-	-	-	-	-
Yb	0,26	0,88	2,30	2,54	4,20	1,40	0,91	3,18	5,22	2,95
Lu	0,03	0,13	0,34	0,38	0,59	0,20	0,16	0,61	0,86	0,51

Примечание. Главные элементы (вес. %) определены: 1–4 – рентгено-флуоресцентным анализом: (лаборатория ГЕОХИ РАН); 5–10 – силикатным анализом (лаборатория ГИН РАН). Элементы-примеси (г/т) определены: 1–4 – методом ионно-связной плазмы (ISP MS) (лаборатория ИГЕМ РАН); 5–10 – нейтронно-активационным анализом (лаборатория ГИН РАН); 1–4 – Громадненско-Вургувеемский массив; 5–6 – Атамановский массив; 7–10 – Уяндинский (Калгынский) офиолитовый комплекс.

Обозначения: OIG – оливиновое габбро, G – габбро, GD – габбро-диабаз, D – диабаз, B – базальт; FeO* = FeO + 0,9Fe₂O₃, прочерк – компонент не определялся, нулевые значения – содержания компонента ниже предела обнаружения.

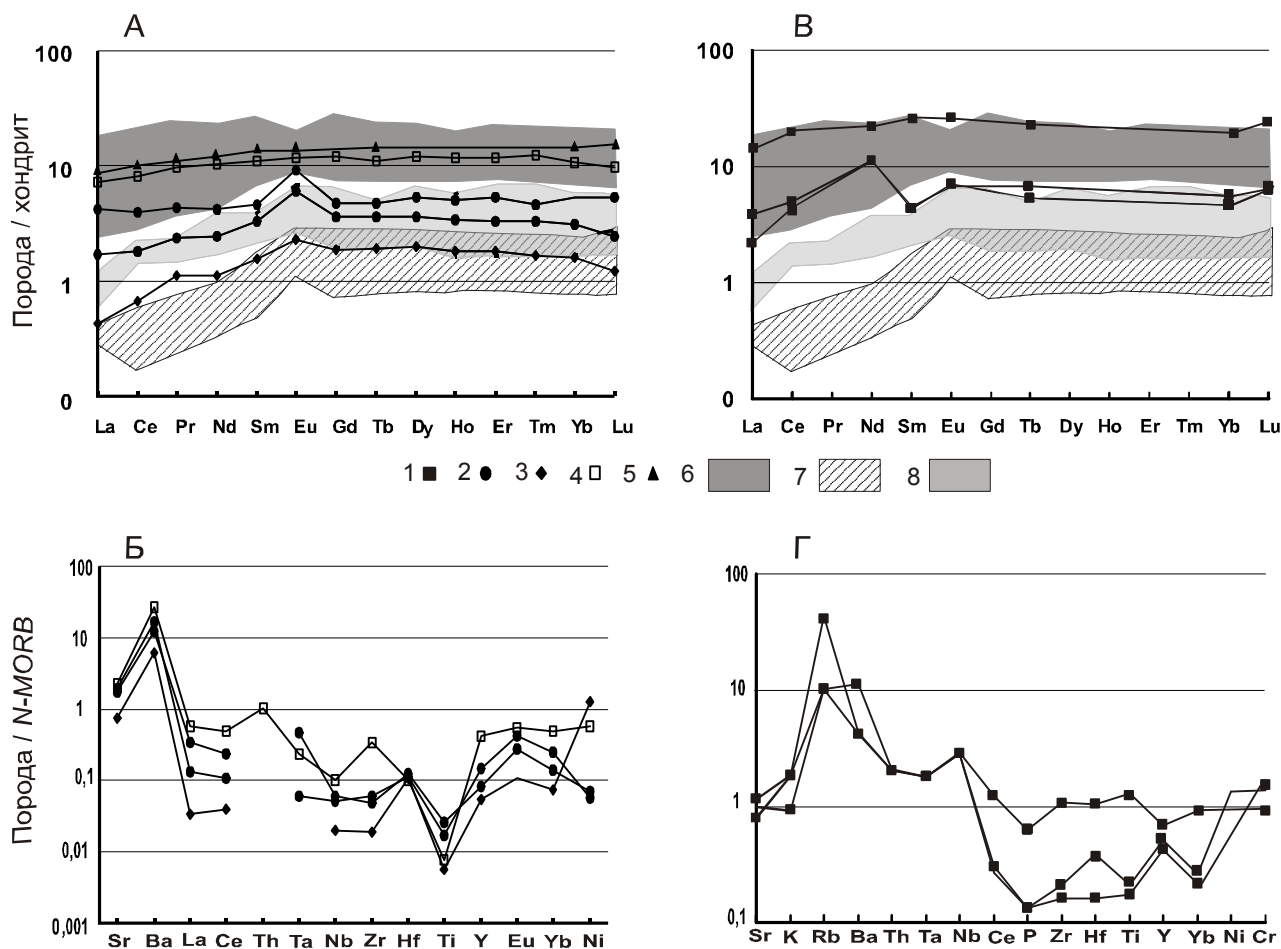


Рис. 5. Графики распределения РЗЭ (А, В), нормированные по хондриту [32], и мультиэлементные диаграммы (Б, Г), нормированные по N-MORB [33], для габброидов Громадненско-Вургувеевского массива (ЮАС) (А, Б) и Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса пояса Черского (В, Г).

1 – габбро Калгынского офиолитового комплекса; 2–4 – Громадненско-Вургувеевский массив: 2 – габбронориты, 3 – оливиновое габбро, 4 – дайка порфирированного базальта; 5 – высокоглиноземистый толеит Южно-Сандвичевой островной дуги [36]; 6 – габбро Восточно-Тихоокеанского поднятия [44]; 7 – габбро офиолитов Троодоса [37]; 8 – габбро Кемпирсайского массива [29].

габбро имеют субпараллельные графики, с некоторым обеднением ЛРЗЭ ($La/Sm = 0,3-0,5$) и равномерным распределением средних и тяжелых РЗЭ. Концентрации РЗЭ последовательно возрастают от оливинового габбро к лейкократовым габброноритам ($La+Sm+Yb = 0,59-2,56$ г/т). Во всех спектрах наблюдается положительная аномалия Eu, отражающая интенсивную аккумуляцию плагиоклаза. На рис. 5А видно, что спектры РЗЭ габброидов Громадненско-Вургувеевского массива попадают в области спектров РЗЭ габброидов из офиолитов, сформированных в обстановках над зоной субдукции. Габброиды сильно обеднены большинством элементов-примесей, а спектры их распределения имеют U-образную форму, характерную для спектров бонинитов (рис.

5Б). Таким образом, геохимия РЗЭ и низкая щелочность свидетельствуют о кристаллизации габброидов из расплавов, близких к толеитам типа *N-MORB*. В то же время, породам свойственны низкие содержания титана и высокие содержания глинозема, что характерно для островодужных обстановок. Сильное обогащение глиноземом может быть связано с кристаллизацией высокоглиноземистого толеитового расплава, который является дифференциатом примитивных океанических толеитов. Для сравнения на диаграммы распределения редкоземельных элементов (рис. 5А) нанесены точки составов высокоглиноземистого толеита Южно-Сандвичевой дуги [36], габбро офиолитов Троодоса [37], габбро Кемпирсайского массива [29] и состав порфирированного базальта (Al_2O_3

– 17,5 вес. %) из дайки, прорывающей габброиды в центральной части массива.

Видно, что спектры РЗЭ для составов высокоглиноземистого толеита Южно-Сандвичевой дуги и порфирированного базальта очень близки и соответствуют спектрам толеитов типа *N-MORB*. Спектр распределения элементов-примесей в образце порфирированного базальта так же, как и спектры габброидов, имеет U-образную форму, характерную для бонинитов. Таким образом, можно предположить, что дайки порфирированных базальтов представляют собой вулканические аналоги рассматриваемых габброидов. Полученные данные позволяют сделать вывод, что габброиды Громадненско-Вургувеевского массива формировались из высокоглиноземистых океанических толеитов при участии (характер которого пока неясен) бонинитовых расплавов. Условия для проявления этих процессов могли сложиться на ранних стадиях развития островных дуг.

Уяндинский (Калгынский) офиолитовый комплекс. Ранее проведенное исследование особенностей габброидов офиолитового комплекса позволило различить в них две геохимические разновидности, первая из которых по комплексу признаков сопоставима с составами океанических базальтов, вторая – с островодужными толеитами [7, 8]. Габброиды Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса отличаются, сравнительно с габброидами Атамановского и Громадненско-Вургувеевского комплексов, широкими вариациями содержания титана (TiO_2 – 0,24–1,8 вес. %), низкими количеством глинозема (Al_2O_3 – 15–16,9 вес. %). Величина магнезиальности ($Mg^* = 100MgO/(MgO+FeO^*)$) последовательно уменьшается от наименее титанистых к более титанистым, составляя диапазон 82,63–60,1, соответственно. Для габброидов характерны высокие содержания РЗЭ: сумма $La+Sm+Yb$ колеблется от 12,34 до 60,53 хондритовых норм в наиболее и в наименее примитивных образцах, соответственно. Наблюдается незначительное обеднение легкими РЗЭ ($La/Sm = 0,49–0,54$) по сравнению со средними и тяжелыми. Как видно из рис. 5 В, спектры распределения РЗЭ описываемых габброидов наиболее близки к области спектров габбро из Восточно-Тихоокеанского поднятия. Распределение элементов-примесей (рис. 5 Г) свидетельствует о близости составов габброидов к составам толеитов *N-MORB*. Обедненность наиболее "примитивных" образцов (продукты кристаллизации базальтов, близкие к первоначальному составу расплава по повышенным значениям магнезиальности и пониженным концентрациям несовместимых элементов) высокозарядными элементами не носит характера, свойственного островодужным составам с характер-

ными минимумами Ta, Nb, Ti, Zr, и, скорее всего, является следствием кумулятивной природы пород.

Таким образом, габброиды Уяндинского (Калгынского) комплекса могут представлять породы, отражающие последовательные стадии кристаллизации единого родительского расплава типа *N-MORB*.

Дайковые серии и базальты

Диабазы и габбродиабазы *Атамановского комплекса* характеризуются колебаниями TiO_2 (1,43–1,93 вес. %) при низких содержаниях калия (0,16–0,31 вес. %), что соответствует толеитам типа *N-MORB*. В то же время, отмечаются невысокие содержания Ni и Cr: 40–60 и 60–180 г/т соответственно. На дискриминационных диаграммах, отражающих распределение некогерентных высокозарядных элементов (рис. 6 А, Б), фигуративные точки составов диабазов Атамановского комплекса попадают в поля толеитов *N-MORB*. На диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (рис. 6В) фигуративные точки составов пород характеризуются широким разбросом, попадая в различные поля, что не согласуется с геохимическими данными и связано, вероятно, с вторичными изменениями пород. Распределение РЗЭ и элементов примесей (рис. 7 А, Б) также свидетельствует, что описываемые породы очень близки к океаническим толеитам. Пониженные содержания Cr и Ni позволяют предположить, что формирование диабазов Атамановского массива происходило в обстановке окраинного бассейна.

Дайковый комплекс Громадненско-Вургувеевского массива. Породы комплекса отличаются низкими содержаниями TiO_2 (не более 1 вес. %), повышенными содержаниями Al_2O_3 (15–17 вес. %) и низкими значениями Cr и Ni (40–60 и 30–40 г/т соответственно). На всех приведенных дискриминационных диаграммах (рис. 6 А, Б, В) точки составов диабазов комплекса попадают в поля островодужных серий, что подтверждается характером распределения РЗЭ (рис. 7В). Спектры диабазов показывают 20-кратное обогащение редкоземельными элементами относительно хондрита с преобладанием ЛРЗЭ над средними и тяжелыми ($La + Sm + Yb = 9,6–11,6$ г/т, $La/Yb = 1,9–2,3$). Для образца дацита эти параметры составляют: ($La + Sm + Yb = 17,8$ г/т и $La/Yb = 2,6$). На мультиэлементных диаграммах (рис. 7 Г) спектры имеют характерные для пород островодужного генезиса отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti, Zr. Приведенные особенности состава позволяют характеризовать дайки Громадненско-Вургувеевского массива как типичные островодужные толеиты.

Метабазальты Уяндинского (Калгынского) комплекса. Ранее на основании анализа геохимических особенностей метабазальты разделены на два

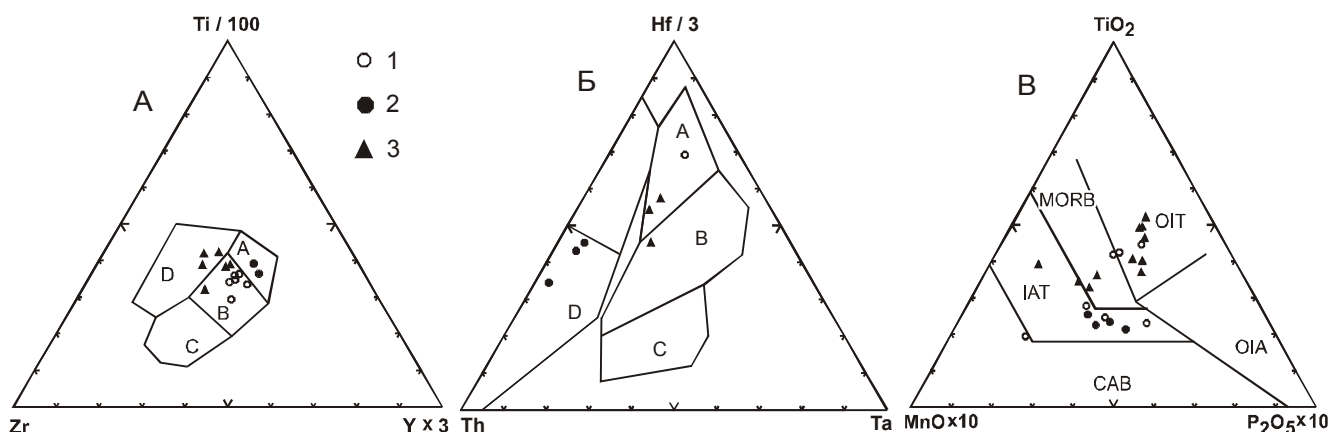


Рис. 6. Дискриминантные диаграммы для пород дайковых серий офиолитов ЮАС и metabазальтов Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса пояса Черского.

1,2 – дайковые серии офиолитов ЮАС: 1 – дайки Атамановского массива, 2 – дайки Громадненско-Вургувеевского массива; 3 – metabазальты Уяндинского (Калгынского) офиолитового комплекса.

А – диаграмма Zr-Ti/100-Y/3 [44], поля: А – толеиты островных дуг, В – базальты срединно-океанических хребтов, С – известково-щелочные базальты, D – внутриплитные базальты. Б – диаграмма Th-Hf/3- Ta [45], поля: А – *N-MORB*, В – *E-MORB*, С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг. В – диаграмма MnO×10-TiO₂-P₂O₅×10 [38]; CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов.

типа: низкотитанистые ($TiO_2 < 1,8\%$) и высокотитанистые ($TiO_2 > 1,8\%$) [7, 8].

На дискриминационных диаграммах точки составов metabазальтов попадают как в поля толеитов *N-MORB*, так и в поля внутриплитных обстановок (рис. 6А) или базальтов типа *E-MORB* (рис. 6Б). Из диаграммы MnO-TiO₂-P₂O₅ (рис. 6В) следует, что часть анализов metabазальтов соответствует толеитам внутриокеанических островов и внутриплитных базальтов, а часть сопоставима с базальтами *N-MORB*. Наличие двух геохимических типов подтверждается также характером распределения РЗЭ и элементов-примесей (рис. 7 Д, Е). Низкотитанистые различия близки к толеитам типа *N-MORB*, а более высокотитанистые обнаруживают обогащение ЛРЗЭ и крупноионными литофилами и соответствуют по этому признаку толеитам типа *E-MORB*.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

Относительно природы океанических бассейнов, в которых могли быть генерированы рассматриваемые в статье офиолиты и фрагментами которых они являются, существуют разные точки зрения. Одни исследователи [6, 13, 15, 34] считают, что в палеозое существовал крупный океанический бассейн, являющийся частью (заливом или проливом) Палеопацифики, соединявший последнюю с Палеоуральским океаническим бассейном, другие [20, 21, 26, 40]

предполагают, что это были малые океанические бассейны, отделенные от Пацифики конвергентной границей плит, третьи отрицают существование таких бассейнов [30] или трактуют их как зоны континентального рифтогенеза [23, 24].

Офиолиты пояса Черского, судя по полученным возрастным датировкам, являются фрагментами коры раннепалеозойского океанического бассейна и древнее офиолитов Южно-Аньюйской зоны. Результаты геохимического анализа metabазальтов Уяндинских (Калгынских) офиолитов свидетельствуют о том, что они могли быть генерированы в палеогеодинамической обстановке окраинноморского, задугового бассейна, либо в срединно-океаническом хребте. Кумулятивные габбро-амфиболиты по геохимическим особенностям разделяются на две группы: первая сопоставима с составами океанических базальтов, а другая – с островодужными толеитами. Габброиды Уяндинского (Калгынского) комплекса, с другой стороны, отражают последовательные стадии кристаллизации единого родительского расплава типа *N-MORB* в океанической геодинамической обстановке. Такая неоднородность может говорить о том, что в составе Калгынского офиолитового комплекса принимают участие разные части земной коры океанического бассейна, совмещенные в процессе наложенных дислокаций. Возможно, что кумулятивные габбро и metabазальты Уяндинского комплекса представлены одной ассоциацией, генерированной и

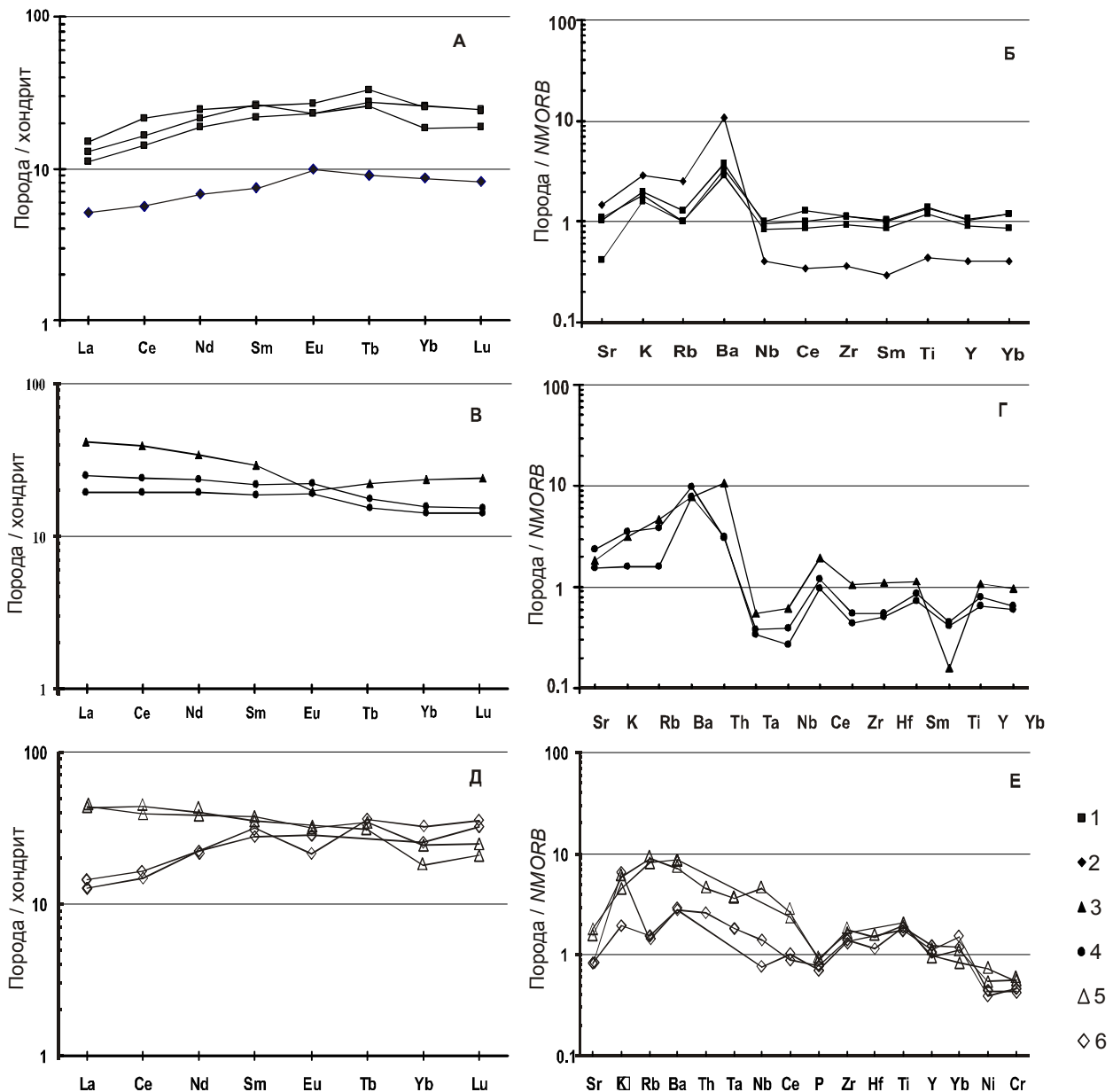


Рис. 7. Графики распределения РЗЭ (А, В, Д), нормированные по хондриту [32], и мультиэлементные диаграммы (Б, Г, Е), нормированные по N-MORB [33], для дайковых комплексов офиолитов ЮАС и metabазальтов Уядинского (Калгынского) офиолитового комплекса.

1,2 – дайки Атамановского массива: 1 – высокофракционированные диабазы, 2 – слабо фракционированные – "примитивные" диабазы; 3, 4 – дайки Громаденско-Вургувеевского массива: 3 – дацит, 4 – базальты, андезибазальты; 5, 6 – metabазальты Уядинского (Калгынского) офиолитового комплекса: 5 – обогащенный тип (*E-MORB*), 6 – нормальный тип (*N-MORB*).

(или) трансформированной в супрасубдукционной обстановке. По-видимому, такие обстановки существовали в раннепалеозойскую эпоху, к востоку (в современных координатах) от Верхоянской континентальной окраины Северо-Азиатского кратона. Достоверный возраст протолита офиолитов остается неизвестным. Возможно, фрагменты раннепалеозой-

ского океанического бассейна представлены зафиксированными в Омудевских горах олистромой и серпентинитовым меланжем, обломки и матрикс которых сложены офиолитокластитами [10, 31]. В девонское время офиолиты пояса Черского и ассоциирующие с ними полиметаморфические (вулканогенно-осадочные) толщи подверглись деформациям и

синхронному среднебарическому, среднетемпературному метаморфизму с образованием глубинных надвигов.

Традиционно принималось, что офиолиты пояса Южно-Аньюйской сутуры имеют позднеюрский–раннемеловой возраст [12, 15, 26, 39]. Согласно вновь полученным геохронологическим датировкам (^{39}Ar - ^{40}Ar метод), возраст раннего метаморфизма (развитие вторичной роговой обманки) Громадненско-Вургувеемского массива составляет 312–320 млн лет [2], а плагиогранитизированного габбро – 332 млн лет [9]. Таким образом, возраст вторичных преобразований габброидов соответствует среднему карбону. Громадненско-Вургувеемские офиолиты прорваны плагиогранитами с возрастом 250 млн л. (К-Аг метод), а Алучинские офиолиты – плагиогранитами с возрастом 374 млн л. [2]. На западе Южно-Аньюйской сутуры (о. Бол. Ляховский) известны палеозойские офиолиты и метаморфические сланцы [5]. Полученные датировки позволили предположить позднепалеозойский возраст генерации офиолитов. В тесной ассоциации с верхнепалеозойскими–нижнемезозойскими офиолитами находятся островодужные комплексы позднего палеозоя (рис. 3). Последнее обстоятельство позволяет выдвинуть косвенное предположение о том, что нижняя возрастная граница Южно-Аньюйского палеобассейна может иметь позднепалеозойский возраст [9, 13]. В позднем палеозое габброиды Громадненско-Вургувеемского массива прорываются островодужными толитами (дайки) (возраст предполагается на основании связи даек с позднепалеозойскими вулканитами). Возраст габброидов Атамановского массива (Алучинские офиолиты) оценивается как поздне триасовый. В метаморфической истории ЮАС выделено три этапа [2]: 1) конец среднего–начало позднего триаса, 2) поздняя юра–неоком, 3) альбский. Эти этапы связаны с различными стадиями эволюции Аньюйского бассейна и тектоническими преобразованиями в регионе [2]. Полученные данные по вещественному составу габброидов Громадненско-Вургувеемского массива свидетельствуют о том, что возможно габброиды не являются офиолитами, а представляют собой плутон, кристаллизовавшийся внутри камеры в фундаменте островной дуги.

Вероятным продолжением Южно-Аньюйской сутуры в Северной Америке, на Аляске является сутура Кобук (складчато-надвиговый пояс Брукса) (рис. 1). Время существования океана Ангаючам, реликты которого представляют офиолиты сутуры Кобук, охватывает позднепалеозойский–раннемеловой интервал [35]. Установлено, что офиолиты Аньюйской зоны и сутуры Кобук сформированы в едином протоАрктическом бассейне Анюй-Ангаючам, который в палео-

зое и раннем мезозое разделял Евразию и Северную Америку [2]. С юго-запада этот бассейн мог быть ограничен Алазейской островной дугой, возраст формирования которой также определяется позднепалеозойской эпохой [17, 40]. В этом случае офиолиты пояса Черского в познепалеозойскую эпоху располагались в задуговом бассейне океана Анюй-Ангаючам или окраинноморском бассейне и соединялись с ним проливом.

В мезозойскую эру офиолитовые пояса арктических регионов располагались вдоль конвергентных границ и подверглись интенсивным деформациям и зеленосланцевому метаморфизму разных температур и давлений. Офиолиты пояса Черского испытали деформации и зеленосланцевый метаморфизм в процессе коллизии Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента с образованием Верхояно-Колымского орогена в средне-позднеюрское время [28, 40]. Офиолиты Южно-Аньюйской сутуры подверглись этим изменениям несколько позже, в позднеюрское–меловое время в процессе взаимодействия новообразованной окраины Сибирского кратона и Чукотского микроконтинента и формирования Новосибирско-Чукотского (Чукотско-Аньюйского) коллизионного орогена

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офиолитовые пояса Черского и Южно-Аньюйской сутуры арктических регионов Верхояно-Чукотской складчатой области являются реликтами земной коры соответственно раннепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского океанических бассейнов. Офиолиты пояса Черского генерированы в задуговом, или окраинноморском бассейне. В среднепалеозойскую эпоху по серии глубинных надвигов и пластичных послонных срывов были совмещены различные части офиолитовой ассоциации и вулканогенно-осадочные отложения, отмечается синхронный среднетемпературный, среднебарический метаморфизм. Офиолитовый пояс Южно-Аньюйской сутуры сформирован в результате закрытия Анюйско-Ангаючамского океана [26]. Данный океан разделял в палеозойскую и мезозойскую эпохи Северо-Азиатский и Евро-Американский кратоны [24, 26]. Широкое распространение в южном обрамлении ЮАС геодинамических комплексов палеозойско-мезозойской конвергентной окраины, данные о возрасте и составе наиболее крупных Громадненско-Вургувеемского массива и Алучинских офиолитов свидетельствуют о позднепалеозойском возрасте океанического бассейна, реликтами которого являлись офиолиты. Габброиды Громадненско-Вургувеемского массива сформированы на самой ранней стадии заложения остров-

ной дуги не позднее среднекаменноугольного времени (320 млн лет), т.е. к этому времени существовал развитый океанический бассейн с внутриокеаническими дугами.

В первую половину мезозойской эры по периферии Анюйско-Ангаро-Чамского океана существовала система островных дуг и окраинных морей. Офиолиты пояса Черского (задуговой бассейн Алазейской дуги) и ЮАС (Атамановский массив) могут представлять фрагменты литосферы бассейнов с океанической корой, развитых по периферии данного океана. Последующие этапы метаморфизма офиолитов и ассоциирующихся метаморфических пород связаны с процессами амальгамации, аккреции и коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов к Северо-Азиатскому или Сибирскому кратонам.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке проектов IGCP 453 "Modern and ancient orogens", РФФИ (гранты 01-06-64535, 02-05-64217, 03-05-64915, 03-05-96074 p2003 Арктика, 03-05-96079 p2003 Арктика), ФЦП «Интеграция» (грант Э0382), программы Университеты России (грант УР-09-01-033). Авторы благодарны рецензентам за высказанные замечания и пожелания.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Н. А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии: (объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии масштаба 1: 500 000). М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
- Бондаренко Г.Е., Лэйер П., Соколов С.Д. и др. Реконструкция истории Южно-Анюйского палеоокеана по данным Ag/Ag датирования // Материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. Т.1. С. 60–64.
- Ганелин А.В., Силантьев С.А., Базылев Б.А. Состав и палеогеодинамические аспекты формирования офиолитов Южно-Анюйской сутуры (северо-восток России) // Материалы 7-й международной конференции по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М., 2001. С. 98–99.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1:100.000 (новая серия). Объясн. зап. Лист Q-56-57, Среднеколымск. (Отв. ред. Л.М. Натапов, Шульгина В.С.). Л.: Недра, 1991. 111 с.
- Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские о-ва) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
- Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс: геологическое строение и геохимия пород (Верхояно-Колымская орогенная область) // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 232–237
- Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селенныхского кряжа (северо-восток России): структура и минералого-петрохимический состав // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, Вып. 6. С. 24–33.
- Кораго Е.А. Магматические формации р. Бол. Анюй как индикаторы геодинамических обстановок прошлого и длительно-дискретного развития Южно-Анюйской складчатой зоны // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан, 2000. С. 27–36.
- Кропачев А.В., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитоластиты Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 4. С. 941–944.
- Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые 40Ar/39Ar определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозид // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329, № 5. С. 621–624.
- Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозоидах Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 33–41.
- Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громадненско-Вургувеевского габброноритового массива (Южно-Анюйская складчатая зона). Магадан, 1991. 45 с.
- Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Магматическая история Южно-Анюйской складчатой зоны. Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985–1990 гг.). Магадан, 1991. С. 140–157.
- Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклиналильные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.
- Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–70.
- Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
- Оксман В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г. Е., Ганелин А.В., Морозов О.Л. Офиолитовые и метаморфические пояса мезозойского Верхояно-Чукотского орогена (Северо-восток Азии) // Тектоника и металлогения центральной и северо-восточной Азии: Тез. Междунар. конф., 16-18 сентября 2002 г. Новосибирск: Гео, 2002. С. 114–115.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78
- Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
- Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген. // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С. 15–28.
- Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника. 1970. № 5. С. 56–68.
- Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1181–1185.
- Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

26. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
27. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.
28. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука / Интерпериодика”, 2001. 571 с.
29. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов. // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218
30. Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94–104.
31. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омудевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан, 1988. С. 5–27.
32. Anders, E. & Grevesse, N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. P. 197–214.
33. Bevins R.E., Kokelaar B.P., Dunkley P.N. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition // *Proc. Geol. Ass.* 1984. V. 95. P. 337–347.
34. Fujita K., Newberry T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // *Tectonophysics*. 1982. V. 89, N 1–3. P. 337–357.
35. *Geology of northern Alaska // The geology of North America / G. Plafker, H.C. Berg (eds) Boulder, Colorado. 1994. V.G-1. 1055 p.*
36. Hawkesworth C.J., et al. A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia sea // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36, N 2. P. 253–262.
37. Kay R.W., Senechal R.G. The Rare Earth Geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex // *Journal of Geophysical Research*. 1976. V. 81, N 5. P. 964–970.
38. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 62. P. 53–62.
39. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D. W., and Fujita Kazuya. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. US Geological Survey. Professional Paper 1626, US Department of the Interior, 2001. 133 p.
40. Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Tretyakov F.F., Nedosekin Y.D., Layer P.W., Fujita K. The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia. // *Journal of Geology*. 1995. V. 103, N5. P. 539–556.
41. Oxman V.S., Bondarenko G.E., Sokolov S.D. The collision belts of the Verkhoyansk-Chukotka orogenic area (Northeast of Asia) // *Journal of the Geol. Soc.* V.45, N 3-4. Abs vol. Prague 2000. P. 248–249.
42. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk–Kolyma Mezozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 139. P. 319–342.
43. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. V.19. P. 290–300.
44. Pedersen R.B., Malpas J., Falloon T. Petrology and geochemistry of gabbroic and related rocks from site 894, Hess Deep. *Proc. ODP, Sci. Results*. 1996. V. 147. P. 3–19
45. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

V.S. Oxman, A.V. Ganelin, S.D. Sokolov, O.L. Morozov, F.F. Tretyakov, S.A. Silantyev

Ophiolite belts of the Arctic regions, Verkhoyansk-Chukotka orogenic area: a geodynamic model for their formation

Ophiolite belts of the Chersky and South-Anyuy suture (SAS) have been recognized in the Verkhoyansk-Chukotka orogenic area (Arctic and Sub-Arctic) confined to the axial parts of the Verkhoyansk-Kolyma and Novosibirsk-Chukotka (Chukotka-Anyuy) collision orogens, respectively. Ophiolite fragments of the Chersky belt are the relics of the Earth's crust of an Early Paleozoic back-arc, or marginal-sea basin; and ophiolites of the South-Anyuy suture, of the Late Paleozoic-Early Mesozoic Anyuy-Angayucham Ocean. A conclusion is made about SAS continuation to the north-west of Alaska, where the Kobuk ophiolite suture is its likely analogue. The indicative oceanic complexes of both sutures of the Late Paleozoic-Mesozoic represent fragments of the basin which separated Eurasia and Northern America in the Paleozoic-Early Mesozoic; and Eurasia and Chukotka, in the Late Mesozoic. Subsequent stages of metamorphism of ophiolites and associated volcanogenic-sedimentary rocks are related to the processes of amalgamation, accretion and collision of the Kolyma-Omolon and Chukotka microcontinents to the North-Asian and Siberian cratons.

ТРАНСОРОГЕННЫЕ РАЗЛОМЫ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ
ТЕРРИТОРИЙ

Г.Э. Каскевич

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

Приведена характеристика трансорогенных разломов (поперечных структурных форм), выявленных в процессе структурно-геоморфологического анализа и описана их выраженность в современном рельефе Восточной Якутии и сопредельных территорий.

Ключевые слова: разлом, геоморфология, Восточная Якутия.

ВВЕДЕНИЕ

Задача структурно-геоморфологических исследований – выявление и характеристика орогенных структурных форм (ОСФ), которые представляют собой структурно (динамически) обусловленные орографические формы, развивающиеся на неотектоническом этапе (P_2-Q) в областях горообразования и отражающие характер тектонических деформаций. Наиболее ярко в орогенном рельефе выражены разрывные деформации, различающиеся по морфологии, длительности развития, глубине заложения и активности в течение новейшего этапа развития. При структурно-геоморфологическом анализе выделяют две различающиеся по масштабам группы разрывных нарушений: разрывы и разломы [4, 5]. Последние представляют собой структурные формы, сопоставимые по параметрам со складками I, II, III порядков, характеризующиеся длительностью развития (доорогенные), протяженностью и большей глубиной заложения. Развивающиеся разломы в одних случаях ограничивают ОСФ первых порядков, являясь краевыми согласными деформациями, в других – пересекают сопредельные площади. Разломами первого порядка являются обусловленные ротационным движением Земли планетарные разломы, образующие тектоническую решетку [7]. Разрывы представляют собой тектонические деформации более высоких порядков, которые входят в область динамического влияния разломов и осложняют развивающиеся складчатые деформации [2]. По времени заложения разрывы могут быть как доорогенными, так и орогенными. Разломы, секущие современный орогенный план территории, названы трансорогенными (ТОР) [4].

На основании дешифрирования мелкомасштабных топографических карт и геолого-геоморфологических профилей, а также анализа комплексных геолого-геофизических материалов по территории Вос-

точной Якутии и сопредельных площадей выявлена тектоническая решетка, образованная пересечением ТОР различных простираний (рис.).

Наиболее важными элементами дешифровочных признаков являются следующие. **Структурно-тектонические:** флексурно-разрывные зоны, ориентированные перпендикулярно или диагонально к простиранию новейших структурных форм; повышенная трещиноватость; усложнение планового рисунка разрывов; резкие (преимущественно отрицательные) ундуляции шарниров складок; погружение шарниров складок с кулисообразным замещением структурных форм на участке пересечения ТОР; ветвление положительных складок, соответствующих в ОСФ зоне растущего поперечного поднятия. **Морфотектонические:** однотипные дугообразные изгибы в плане горных сооружений и речных долин; развитие новейших поднятий и впадин, расположенных вкрест простирания главных ОСФ; изменения уклонов в продольном профиле вершинных поверхностей ОСФ; «вырождение» поднятий в пределах дискретного перехода от высокой к низкой «ступени» рельефа кристаллического фундамента или консолидированной коры. **Магматические:** малые интрузии, приуроченные к зонам пересечения согласных и секущих разломов; проявление четвертичного вулканизма. **Геофизические:** изменение глубины положения поверхностей Мохо и Конрада; гравитационные ступени; изменения рисунка гравитационных или магнитных аномальных полей; границы «ступеней» фундамента (консолидированного основания), поднятого на различную высоту в процессе формирования мегаскладок (сводов и мегасводов). **Сейсмичность:** повышенный уровень сейсмической активности.

На Северо-Востоке России ОСФ I-го порядка являются Лено-Колымская (I) и Колымо-Чукотская (II) горные страны (рис.). Лено-Колымская горная

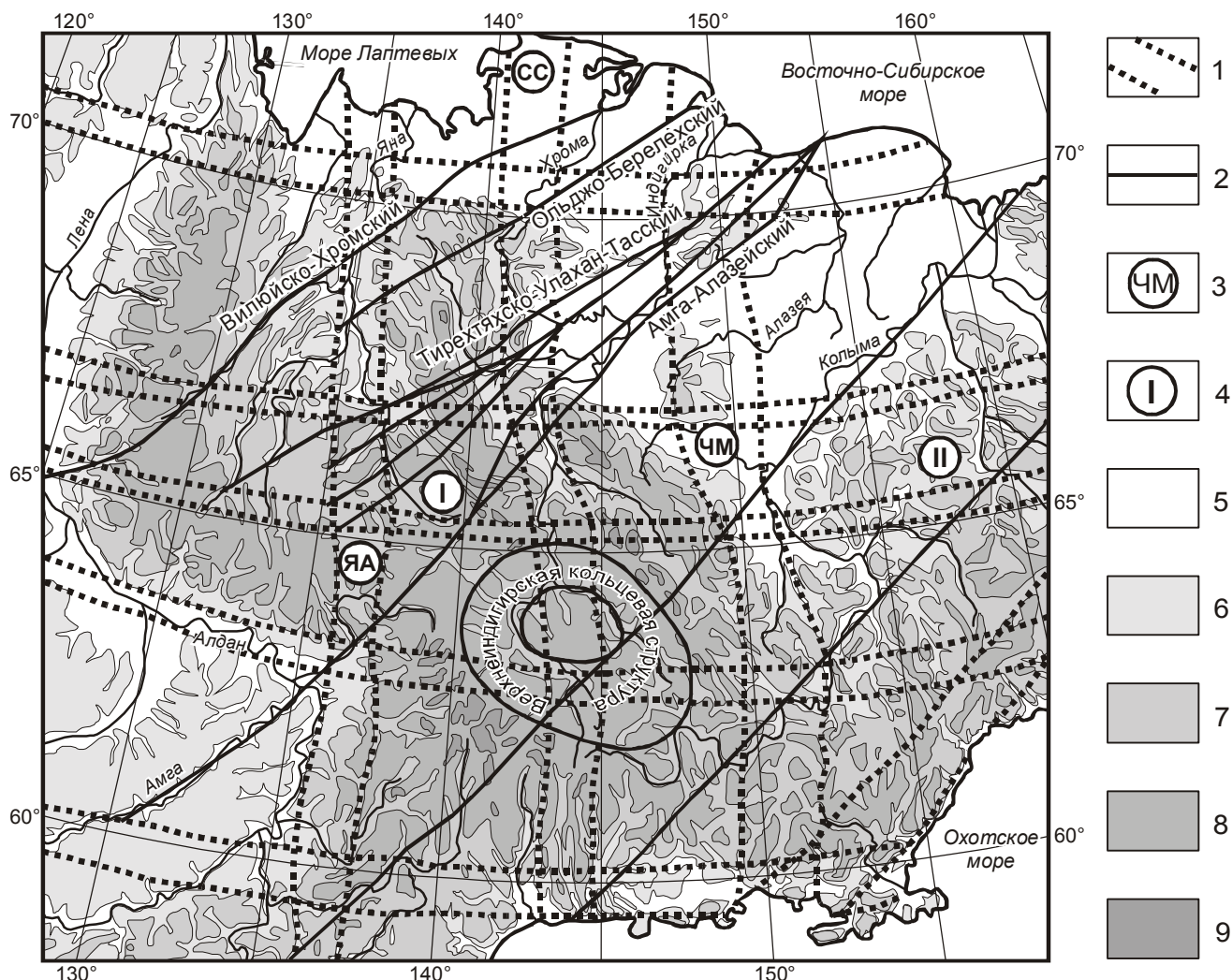


Рис. Трансорогенные разломы Восточной Якутии и сопредельных территорий.

1 – области динамического влияния трансорогенных разломов (ТОР); 2 – ТОР, ясно выраженные в рельефе; 3 – ТОР долготного простирания: ЯА – Яно-Амурский, СС – Святоносско-Сахалинский, ЧМ – Чокурдах-Магаданский; 4 – орогенные структурные формы (ОСФ) I-го порядка: Лено-Колымская (I) и Колымо-Чукотская (II) горные страны; 5–9 – шкала высот в метрах: 5 – 100–200, 6 – 200–500, 7 – 500–1000, 8 – 1000–2000, 9 – > 2000.

страна включает ОСФ II-го порядка: горные сооружения Верхоянское и Черского и разделяющую их, сильно редуцированную Яно-Индигирскую межгорную впадину [3]. В статье дана характеристика ТОР Лено-Колымской горной страны, имеющих различное выражение в современном рельефе. Разломы северо-восточного и долготного простирания названы по крайним географическим пунктам, разломы широтного простирания – по соответствующим градусам широты. Названия элементов тектонического строения, используемые при описании ТОР, приводятся в соответствии с тектонической картой ЯАССР и схемой разломов Верхояно-Чукотской складчатой области [1, 11]. Для ТОР ортогональной сети показаны области их динамического влияния.

На исследуемой территории выделены ТОР северо-восточного, широтного и долготного простираний. Наиболее ярко выражены в рельефе ТОР первых двух групп. Они обуславливают виргацию поднятий и изменение в плане впадин, а также усложняют продольные профили сводово-глыбовых поднятий. В областях динамического влияния (ОДВ) этих разломов изменяется продольный уклон и, соответственно, поперечный профиль долин транзитных рек. В структурах верхнего этажа ТОР соответствуют флексурно-разрывные зоны, дискордантные к общему простиранию структур (Эге-Хайский, Халтысинский, Северо- и Южно-Тирехтяхский, Дербеке-Нельгехинский, Сан-Юряхский, Нолучинский разломы северо-восточного простирания), ундуляции шар-

ниров складок, наложенные поперечные системы впадин (Верхне-Адычанская, Оймяконская, Ольджо-Бакынская и др.). В районах с высоко поднятым фундаментом к ним приурочены поперечные пояса гранитоидов (Дербек-Нельгехинский и др.) и зоны сгущения дайковых серий.

ТОР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРОСТИРАНИЯ

ТОР северо-восточного простирания являются радиальными по отношению к дугам орогенов. Их формирование, вероятно, связано с развитием изгиба (в плане) горных сооружений Верхоянского и Черского.

Вилуйско-Хромский ТОР по Нюрбинскому разлому ограничивает с северо-запада Вилуйскую впадину в ее современном морфологическом выражении, далее пересекает Лено-Колымскую горную страну, трассируясь долинами рек Дянышка, Бытангай, Чондон, Хрома, и затухает в пределах Приморского предгорного прогиба (Кюнь-Тасский разлом). ТОР разделяет Яно-Индибирскую межгорную впадину на области с различным орографическим рисунком: наблюдается изгиб дуг поднятий навстречу друг другу.

Ольджо-Берелехский ТОР ограничивает на юго-западе горное сооружение Черского, в северо-восточном направлении пересекает Полоусненско – Улахан-Тасскую зону поднятий, трассируясь долинами рек Чубукулах, Иргичан, Баки, и затухает в Приморском прогибе. К нему приурочена Ольджойско-Бакынская система приразломных впадин. В его области динамического влияния известны Быллатский и Депутатский разломы.

Кинематика ТОР северо-восточного простирания большинством исследователей определяется как праводвиговая [1, 2]. На схеме среднечастотной составляющей гравитационного поля системе разломов отвечают «ступени», разделяющие поля с различным рисунком аномалий [9]. В рельефе кристаллического фундамента области динамического влияния этих разломов примерно соответствует прогиб, который прослеживается от Вилуйской синеклизы через Западно-Верхоянский мегантиклинорий, Адычанскую зону пологих дислокаций, Полоусненский мегасинклинорий и уходит в прилегающий участок Приморского предгорного прогиба [10].

Тирехтяхско-Улахан-Тасский ТОР контролирует поперечное поднятие хр. Тирехтяхский (разломы Северо- и Южно-Тирехтяхский), далее к северо-востоку по нему замыкаются Верхне-Догдинская и Неннелинская впадины (Тирехтяхский надвиг). Восточнее он трассируется приразломными долинами рек Кыры, Кюэх-Оттох, участком долины северо-восточного простирания в нижнем течении р. Селенных

и обуславливает резкое погружение шарнира Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория в северо-западном направлении. На крайнем северо-востоке ТОР отражается в структурах и орографических формах поднятия Улахан-Тас (Улахан-Сисский разлом). На юго-западном окончании разлом экранирует область динамического развития Яно-Амурского ТОР долготного простирания, образуя ряд субпараллельных разломов, напоминающих в плане структуру «конского хвоста». На этом участке ТОР контролирует размещение поперечных рядов плутонов меловых гранитоидов. В область динамического развития ТОР попадают разломы: Эге-Хайский, Халтысинский, Северо-Тирехтяхский, Южно-Тирехтяхский, Дербек-Нельгехинский, Тирехтяхский, Нальчанский, Секде-кунский, Калгынский и Улахан-Сисский.

Амга-Алазейский ТОР пересекает орогенные структуры Лено-Колымской горной страны и прослеживается по долинам рек Амга, Томпо, Эльги. В пределах Индигиро-Колымской предгорной впадины ТОР разрабатывается р. Индигиркой. Далее, ограничивая с юго-востока Улахан-Тасское поднятие, разлом прослеживается до побережья Восточно-Сибирского моря. На участке, эродированном долиной р. Амги, разлом может рассматриваться как биссектриса входящего угла Верхоянско-Сунтар-Хаятинского мегаороклина. Далее к северо-востоку разлом обуславливает положительную ундуляцию продольного профиля Яно-Индибирской межгорной впадины.

Разломы северо-восточного простирания, расположенные к юго-востоку от Амга-Алазейского ТОР, являются согласными с орогенными формами Колымо-Чукотской горной страны и трансорогенными по отношению к ОСФ Лено-Колымской горной страны.

ТОР ШИРОТНОГО ПРОСТИРАНИЯ

Выделена серия ТОР широтного простирания: 70°с.ш., 67°–66°с.ш. (северного полярного круга), 65,5°–65°с.ш., 63,5°–63°с.ш., 60°с.ш., для которых предполагается преимущественно леводвиговая кинематика со взбросовой или надвиговой составляющей, обусловившей S-образную форму ОСФ первых порядков [2].

ТОР 70°с.ш. (70,5°–69,5°с.ш.) прослеживается по однонаправленным коленообразным изгибам рек Анабар, Оленек, Лена, Яна, Индигирка, Берелех и далее дешифрируется до побережья Восточно-Сибирского моря в район о. Айон и Чаунской губы. По разлому происходит замыкание Лено-Алданского предгорного прогиба [3], дискретное воздымание Верхоянского горного сооружения, Куларско-Улахан-Сисской и Полоусненско-Улахан-Тасской зон внутридепрессийных поднятий и, соответственно, со-

кращение площади Приморского предгорного прогиба. В области динамического влияния разлома происходит изменение простирания Верхоянского горного сооружения с долготного на северо-западное, а также виргация Куларского хребта на собственно Куларский, Солурский, Магыл-Хайский и Улахан-Сисский поднятия, конформные одноименным антиклиналям. Далее на восток разлом контролирует зону небольших внутривпадинных поднятий на левобережье р. Алазеи. В региональном плане этот разлом является северной границей Верхояно-Чукотской орогенной области. Он контролирует положение меловых гранитоидов Северного батолитового пояса. Из ранее известных разломов в его ОДВ попадает только Туматский разлом. В геофизических полях ему соответствует градиентная ступень на схеме низкочастотной составляющей гравитационного поля и цепочка отрицательных аномалий на схеме среднечастотной составляющей гравитационного поля. Севернее ТОР изменяется рисунок гравитационного поля [9], что указывает на отражение его как в глубинных структурах фундамента, так и на верхнекоровом уровне.

ТОР северного полярного круга (67°–66°с.ш.) по разному выражен в современном рельефе платформенной и орогенной области. В рельефе Сибирской платформы ОДВ разлома контролирует водораздел между бассейнами рек Вилюй и Оленек. От долины р. Енисей на запад он разграничивает орографические формы плато Путорана и Сыверма, ограничивает с севера Вилюйское плато. Западнее разрывы, входящие в область динамического влияния разлома, избирательно разрабатываются верховьями рек Муна и Тюнг. В горном рельефе Верхояно-Чукотской орогенной области в ОДВ разлома происходит дискретное поднятие ОСФ Лено-Колымской и юго-западной части Колымо-Чукотской горных стран, сопровождающееся региональной перестройкой гидросети. В рельефе Индигиро-Колымской предгорной впадины разлом ограничивает с юга Алазейскую систему внутривпадинных поднятий. Восточнее р. Омолон разлом контролирует главный водораздел между реками бассейнов Тихого и Северного Ледовитого океанов. По ТОР 67–66°с.ш. происходит дискретное левосдвиговое смещение хребтов Черского и Момского и редуцирование на этом участке Момо-Селенняхской зоны впадин за счет поперечного поднятия. Анализ схемы глубинного строения позволяет предположить, что в структурах кристаллического фундамента Сибирской платформы этот разлом может быть южной границей Анабарского и Оленекско-Мунского блоков, ограничивая с юга Айхальский, Мархинский и Мунский выступы фундамента [9]. В рельефе консолидированной коры Верхояно-Чукотской области мезозоид разлом ограничивает

с юга Борулахский выступ Приморского мегаблока, восточнее контролирует прогиб между Зашиверским и Илинью-Эбеляхским выступами Илинью-Тасской системы поднятий и далее ограничивает с юга область с наиболее поднятым фундаментом в пределах Колымского мегаблока.

ТОР 65,5°–65°с.ш. В области динамического влияния этого разлома отмечается изменение простирания горного сооружения Черского с северо-западного на субширотное, поднятие свода, веерная виргация хребтов системы Черского и Момского, изменение строения поперечного профиля р. Индигирки. Разлом контролирует ряд кайнозойских горных впадин: Верхне-Адычанскую, Тасканскую и др. В ОСФ Момского хребта разлом разделяет продольный мегасвод, конформный Илинью-Тасскому мегантиклинорию, и Гармычанскую глыбу, конформную структурам Момского горст-антиклинория. В области динамического влияния ТОР складчатые структуры мезозоид Иньяли-Дебинского мегасинклинория и Адычанского антиклинория испытывают в плане коленообразный флексурный изгиб, аналогичный изгибу орографических форм горного сооружения Черского, что может свидетельствовать в пользу соскладчатого развития левосдвиговых смещений по разлому.

ТОР 63,5°–63°с.ш. в пределах Сибирской платформы соответствует Кемпендяйскому разлому, ограничивающему с юга Вилюйскую впадину в ее современных очертаниях. Далее на лево- и правобережье р. Алдан известны, соответственно, Нижнеалданский и Чакыйский разломы, ограничивающие Нижнеалданскую систему кайнозойских впадин (на этом участке складчато-надвиговые и орогенные структуры конформны). Эта часть разлома известна также как Вилюйско-Алданский трансформный разлом [8]. Восточнее ТОР пересекает ОСФ Лено-Колымской и Колымо-Чукотской горных стран: Предверхоянский прогиб, Сетте-Дабанский горст-антиклинорий, Южно-Верхоянский синклинорий, Сунтаро-Лабынкырское поднятие, Верхне-Индигирский синклинорий, Аян-Юрхский антиклинорий, Бохапчинский синклинорий, Балыгычанское поднятие, Приомолонский синклинорий, Омолонский массив [10]. В пределах Лено-Колымской горной страны он подчеркивается Кобюминской системой широтных складок и продолжающей ее к востоку Брюнгадинской зоной разрывов. К нему приурочен ряд приразломных впадин: Оймьяконская, Куйдусунская и др. На Алданском участке в области динамического влияния разлома происходит изменение простирания Верхоянского горного сооружения с долготного на широтное и вновь на долготное. В рельефе консолидированной коры ОДВ разлома приблизительно соответствует

зоне повышенной мощности земной коры (до 40 км и более).

ТОР 60° с.ш. (60,5°–59°) подчеркивается широтным отрезком долины р. Лены, далее вдоль него происходит изменение простираний рек Амга и Алдан. К востоку он трассируется по однонаправленным изгибам рек, эродирующих южный склон Сунтар-Хаятинского сводово-глыбового поднятия, и обуславливает виргацию хребтов-поднятий на этом участке. Восточнее разлом уверенно прослеживается по системам приразломных впадин (Охото-Кухтуйская, Челомджинская, Тауйская, Ольская и др.) и контролирует Охотскую ветвь Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Центральная часть ТОР известна как Челомджа-Ямский разлом.

Можно предположить наличие парагенетической связи между разломами широтного и северо-восточного простираний. Развитие левосторонних сдвиговых деформаций по широтным ТОР обуславливает S-образную форму Верхоянского и Черского горных сооружений. В свою очередь, увеличение кривизны дугообразных изгибов в плане на фоне воздымания горных сооружений способствует развитию радиальных по отношению к дугам ТОР северо-восточного простирания.

ТОР ДОЛГОТНОГО ПРОСТИРАНИЯ

В процессе структурно-геоморфологического анализа выделены с востока на запад следующие ТОР долготного простирания правосдвиговой кинематики: Чокурдах-Магаданский (биссекторный), Святоносско-Сахалинский, Яно-Амурский с шириной их области динамического влияния порядка 100 км.

Чокурдах-Магаданский ТОР (148°–151° в.д.) является биссектрисой входящего угла мегаороклина, образованного Лено-Колымской и Колымо-Чукотской горными странами, которые огибают Индигиро-Колымскую межгорную впадину. Его западный фланг трассируется долготным отрезком нижнего течения р. Индигирки и долиной р. Бадяриха, ограничивая Улахан-Тасскую и Алазейскую системы внутридипрессионных поднятий (Индигирский или Нижне-Индигирский разлом). Здесь происходит изменение простирания Полоусненско-Улахан-Тасской системы новейших поднятий с субширотного на северо-восточное. Восточный фланг подчеркивается коленообразными изгибами рек Рассоха, Алазея, Седедема, Ожогина. В районе долготного отрезка долины р. Индигирки в рельефе консолидированной коры выделен Чокурдахский выступ, разделяющий мезозойский Полоусный прогиб на Ерчинский и Ольджойский [10]. В южном направлении на восточном фланге ТОР развивается приразломная субмеридио-

нальная Зырянская впадина, ограниченная Колымским разломом. Западный фланг ТОР подчеркивается резким изменением простирания Момского горного поднятия в верховьях долины р. Ожогойной и одновременно ундуляцией оси поднятия (верховья р. Зырянки). Для юго-восточной части Момского хребта характерна субдолготная ориентировка хребтов Арга-Тас, Чербыньгинского, Элекчен и разделяющих их впадин. В геологическом отношении этот участок ТОР является границей между позднеюрским Илинью-Тасским мегантиклинорием и Арга-Тасским и Омурлевским блоками палеозойских пород Момского горст-антиклинория. Южнее разлом подчеркивается Верхне-Момской депрессией и серией небольших приразломных впадин. В южной части влияние этого разлома затушевывается сложной структурной мозаикой Колымо-Чукотской и Лено-Колымской горных стран при заметном влиянии ОСФ наложенного Охотско-Чукотского пояса. В ОДВ ТОР известны Алазейско-Индигирская вулканическая зона, объединяющая Нижне-Индигирскую рифтовую зону и поля вулканитов Бадярихинской впадины, и Верхнеоротуканский плутон анорогенных гранитов [12]. Северная часть разлома трассируется положительными аномалиями среднечастотной составляющей гравиметрического поля [9].

Святоносско-Сахалинский ТОР (140°–142° в.д.) в современном рельефе подчеркивается долинами рек Уяндина, Томмот, Эстериктях с соответствующими приразломными впадинами и субдолготным antecedentным участком долины р. Индигирки. Южнее разлом трассируется по долинам рек Куйдусун, Кухтуй, Иня. ТОР ограничивает с востока Селенняхское и Андрей-Тасское сводово-глыбовые поднятия, входящие в Момско-Селенняхскую систему горных хребтов. Разлом контролирует Верхне-Индигирскую кольцевую структуру, в представленном (рис.) объеме выявленную автором в процессе составления региональной схемы структурно-геоморфологического районирования. Далее разлом ограничивает с востока Сунтар-Хаятинское сводово-глыбовое поднятие от орогенных структур Яно-Индигирской межгорной впадины. В акватории Охотского моря ТОР контролирует сводовое поднятие о. Сахалин с субдолготными приразломными долинами рек Тымь и Поронай. В Арктическом бассейне ТОР ограничивает поднятие западной части о. Котельный и контролирует поднятие хр. Ломоносова. Рассматриваемая структурная форма включает следующие разломы: Томмотский, Берелехский, Нют-Ульбейский, Центрально-Сахалинский. На всем своем протяжении ТОР маркируется магматическими телами разного состава (от кислых до ультраосновных) и возраста (от

среднего палеозоя до палеогена), что указывает на длительность его развития. В геофизических полях ему соответствует поперечная ступень на схеме низкочастотной составляющей гравитационного поля [9], косвенно подтверждая его глубинное заложение.

Яно–Амурский ТОР (134°–136° в.д.) прекрасно выражен в современном рельефе, трассируясь региональными секущими фрагментами долин рек Яна, Улахан-Кюегюлюр, Борулах, Адыча, Томпо, Алдан. Разлом является границей, относительно которой изменяются простирания водораздельных линий поднятий, заполняющих Яно-Индигирскую межгорную впадину. Далее он разделяет Верхоянскую и Сунтар-Хаятинскую системы хребтов (Томпонская приразломная впадина). Южнее – является западной границей Лено-Колымской горной страны, маркируемой меридиональным отрезком долины р. Алдан. На южном участке рассматриваемый ТОР ограничивает с востока Буреинский срединный массив. В структурах верхнего этажа Яно-Индигирской синклинали зоны Яно-Амурский разлом контролирует размещение серии складчато-глыбовых поднятий (Адычанское, Средне-Янское, Куларское и др.), характеризующихся брахиформной складчатостью. В геофизических полях разлому соответствует резкая поперечная ступень на схеме низкочастотной составляющей гравитационного поля, вероятно контролирующая опускание фундамента. На схеме среднечастотной составляющей гравиметрического поля он разделяет области с разным рисунком аномалий [9]. Это позволяет предполагать проявление ТОР как на глубинном, так и на верхнекоровом уровнях, что указывает на унаследованный характер его развития. Яно-Амурский ТОР включает следующие разломы: Янский, Южно-Верхоянскую систему разломов, Амуро-Охотский.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из значимых элементов тектонической решетки орогенной области Восточной Якутии и сопредельных территорий являются трансорогенные разломы, имеющие секущее по отношению к современному орогенному плану простирание. ТОР контролируют локальные изменения структур верхнего этажа и рельефа. Они являются местами локализации землетрясений, очагов вулканизма, а также аномальной по отношению к региональному фону магмо- и рудогенерации.

Особенно интересны в этом отношении узлы пересечения секущих и согласных разломов. Поперечные разломы ортогональной системы играют важную роль в формировании мегаструктурных композиций "ороклин – плита", являясь биссектрисами входящих углов. ТОР, относящиеся к криптоморфным структурам [6], унаследованы от древних структурных планов и часто не находят прямого отражения в геологическом строении, что, по-видимому, и объясняет их слабую изученность.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор признателен Л.П. Имаевой и А.В. Прокопьеву за конструктивные замечания и предложения при подготовке статьи к печати.

Исследования поддержаны проектами ФЦП «Интеграция» ИО447/2321 и УР 09.01.033.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М: Наука, 1979. 207 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктурная геология Якутии. М: ГЕОС, 2000. 225 с.
3. Каскевич Г.Э. Принципы и приемы структурно-геоморфологического районирования орогенных областей (Восточная Якутия) // Отеч. геология. 2003. (в печати).
4. Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М: Недра, 1972. 319 с.
5. Костенко Н.П. Геоморфология. М: Изд-во МГУ, 1985. 309 с.
6. Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. М: Мысль, 1972.
7. Мокшанцев К.Б. Классификация разломов Якутии // Разломная тектоника территории ЯАССР. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 4–9.
8. Спектор В.Б., Баландин В.А. Новейшая тектоника зоны сочленения Сибирской плиты и Верхоянской горной системы // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 59–66.
9. Стогний Г.А., Стогний В.В. Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // Отеч. геология. 2000. № 5. С. 41–44.
10. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 197 с.
11. Тектоническая карта ЯАССР и сопредельных территорий. 1:1 500 000. 1973.
12. Трунилина В.А., Парфенов Л.М. Индигирский пояс растяжения земной коры // Тектоника, геодинамика и металлогения территории РС (Я). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. С. 277–290.

G.E. Kaskevich

Transorogenic faults of East Yakutia and adjacent regions

Characteristics of transorogenic faults (transverse structural forms) recognized in the course of structural-geomorphological analysis are given, and their expression in the modern topography of East Yakutia and adjacent regions is described.

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.736.3 (571.56)

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ДУЛГАЛАХСКОГО И ХАЛЬПИРСКОГО ГОРИЗОНТОВ
(ВЕРХНЕТАТАРСКИЙ ПОДЪЯРУС) ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Р.В. Кутыгин, И.В. Будников¹, А.С. Бяков², А.Г. Клец³, В.С. Гриненко⁴

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

¹Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
г. Новосибирск

²Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

³Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

⁴Государственное унитарное предприятие “Якутская поисково-съёмочная экспедиция”, г. Якутск

Приведен непрерывный послойный разрез дулгалахского и хальпирского горизонтов верхнетатарского подъяруса Западного Верхоянья (басс. р. Хальпирки), представляющих два крупных трансгрессивно-регрессивных этапа осадконакопления. Выделены зональные последовательности брахиопод и двустворчатых моллюсков, дана характеристика установленных биостратиграфических зон и приведены изображения наиболее характерных таксонов двустворок. Изученный разрез предлагается в качестве гипостратотипа для дулгалахского и парастратотипа для хальпирского горизонтов. Рассмотрена корреляция отложений, относимых к дулгалахскому и хальпирскому горизонтам в пределах Верхоянья.

Ключевые слова: татарский ярус, дулгалахский горизонт, хальпирский горизонт, биостратиграфическая зона, этапность осадконакопления, двустворчатые моллюски, брахиоподы, стратиграфическая корреляция, Верхоянье.

ВВЕДЕНИЕ

Первые наиболее убедительные доказательства присутствия в пермских разрезах Верхоянья татарского яруса были приведены С.В. Домохотовым [24]. На основе сравнительного анализа последовательности комплексов фауны и флоры верхнепермских отложений Европейской части СССР, Таймыра, Кузбасса и Южного Верхоянья С.В. Домохотов сделал вывод о том, что в южноверхоянских разрезах казанскому ярусу соответствуют менкеченская и чамбинская свита, а татарскому – имтачанская, перекрывающаяся триасовыми глинистыми сланцами с цератитами рода *Otoceras*. Причем имтачанскую свиту исследователем было предложено рассматривать в качестве морского стратотипа татарского яруса Верхоянья. В последующие более чем четыре десятилетия интервал разреза, обозначаемый ранее тыринским горизонтом и соответствующий имтачанской свите, многими исследователями сопоставлялся с татарским ярусом. Недавняя находка аммоноидей *Sverdrupites* ex gr. *harkeri* (Ruzh.) в казанских отложениях Волго-Уральского региона [30] потребовала существенно пересмотреть датиров-

ки морских верхнепермских стратонев почти всей бо-реальной части России, в том числе и в Верхоянье. Так, относимый ранее к уфимскому ярусу нижнеделенжинский горизонт, содержащий раковины *S. harkeri*, теперь сопоставляется с казанским ярусом. Вышележащие пермские отложения (в Южном Верхоянье – средне- и верхнеменкеченская подсвиты, чамбинская и имтачанская свиты), вероятно, следует относить к татарскому ярусу.

В последнее время широкое распространение получило мнение о том, что граница ниже- и позднеатарского подъярусов связана с событийным рубежом, фиксирующимся крупнейшим глобальным биотическим кризисом [15, 27]. На востоке Биармийского пояса этот кризис соответствует границе оломонской и колымской серий [22]. Следовательно, в Верхоянье к верхнетатарскому подъярусу относятся дулгалахский и хальпирский горизонты, представляющие два крупных трансгрессивно-регрессивных мезоциклита (ритмосвиты) [11]. По возрасту эти два мезоциклита могут быть сопоставлены с северодвинско-вятским трансгрессивно-регрессивным циклом осадконакопления Восточно-Европейского региона [31].

ДУЛГАЛАХСКИЙ ГОРИЗОНТ

За стратотип дулгалахского горизонта, выделенного В.Н. Андриановым [7], принята дулгалахская ритмосвита. Относительно местоположения типового разреза этой ритмосвиты до сих пор нет ясности. На Якутском стратиграфическом совещании в 1961 году В.Н. Андрианов предложил разделить эндыбальскую свиту на ряд новых, верхняя из которых была названа дулгалахской. Эта свита вошла в Рабочую стратиграфическую схему пермских отложений Верхоянья. Однако в первых публикациях, содержащих характеристику свиты [4, 34], стратотип указан не был. Вероятно, впервые местоположение стратотипа дулгалахской свиты было указано В.Н. Андриановым в 1966 году: "... в бассейне Дулгалаха, в районе устья руч. Орол" [5, с. 57]. Эта географическая привязка вызывает сомнения, поскольку в районе устья, в долине р. Орол естественные обнажения не наблюдаются, а в правом борту р. Хабах против устья р. Орол развита не дулгалахская свита, а деленжинская. Тютюнников Л.Г., проводивший в 1967 году геолого-съёмочные работы в верховьях р. Дулгалах, в том числе и в бассейнах р.р. Орол и Хабах, указывал, что стратотип дулгалахской свиты расположен на р. Дулгалах в районе устья р. Хабах. Такая же привязка в дальнейшем давалась В.Н. Андриановым, как в научных отчетах, так и публикациях [7]. Можно предположить, что в первом указании местоположения стратотипа дулгалахской свиты [5] вместо "рч. Орол" в приведенной выше цитате следует читать "р. Хабах". В пользу этого свидетельствует и то, что в детальной стратиграфической схеме перми Западного Верхоянья В.Н. Андриановым с коллегами при разделении дулгалахской свиты на маганскую и сулакскую стратотипическим для новых подразделений был указан единый разрез по р. Дулгалах (левый борт), немного выше устья р. Хабах [6]. По нашему мнению, именно этот разрез является стратотипом дулгалахского горизонта и одноименной свиты. В 60-х годах его послойно описывали В.Н. Андрианов и Л.Г. Тютюнников, приводившие списки лишь двустворок *Kolymia* плохой сохранности (определение В.В. Кузнецова) из верхнедулгалахской подсвиты или сулакской свиты [8]. В 1978 г. этот разрез был послойно описан И.В. Будниковым, который обнаружил в нижней подсвите двустворок *Myonia* (*Myonia*) *bulkurensis* Ast.–Urb., *Edmondia* sp., *Phestia triangular* (Lutk. et Lob.), *Nucundata* sp., *Astartella?* sp., а в верхней – *Myonia* (*Pachytyonia*) sp. (определения К.А. Астафьевой-Урбайтис). В 2000 г. И.В. Будников и Р.В. Кутыгин в верхней половине нижней подсвиты

стратотипа дулгалахской свиты собрали двустворок *Myonia* cf. *komiensis* (Maslen.), *Polidevcia ovata* (Laseron), *P.* sp. nov. (здесь и далее, кроме особо отмеченных, определения двустворок А.С. Бякова). Приведенный комплекс фауны не позволяет в должной мере представить биостратиграфические особенности дулгалахского горизонта, что требует выделения типового разреза, дополняющего характеристики стратотипа. В.Н. Андрианов предлагал выделить парастратотипический разрез дулгалахской свиты в басс. р. Эндыбал [5, с. 58], из которого им были указаны двустворки родов *Kolymia* и *Allorisma*. Судя по материалам А.И. Некрасова, проводившего в 90-х годах крупномасштабную геологическую съёмку в междуречье Аркачан – Эчий, разрез дулгалахской свиты в бассейне р. Эндыбал палеонтологически значительно богаче стратотипа. Однако и здесь не обнаружены руководящие виды брахиопод, характеризующие дулгалахский горизонт и, прежде всего, *Cancrinelloides obrutschewi* (Lich.).

По причине очень слабой палеонтологической характеристики стратотипа Р.В. Соломина предложила отказаться от дулгалахского горизонта, взамен которого выделялся амканджинский, со стратотипами молской и амканджинской свит [36]. Но замена давно уже закрепившегося в Верхоянье названия новым практически ничего не меняет в региональных стратиграфических построениях. По нашему мнению, целесообразнее выделить *гипостратотипический* разрез дулгалахского горизонта, для которого должны быть приведены как четкие обоснования объема и границ, так и палеонтологические характеристики, содержащие основные виды брахиопод и двустворок. Всем этим требованиям удовлетворяет разрез молской и амканджинской свит руч. Верхн. Хальпирки басс. р. Барайы, который послойно изучался нами в 1998 и 2001 гг. (рис. 1, 2).

Молская свита была выделена в 1973 г. Б.С. Абрамовым и др. [1]. Стратотип, расположенный на руч. Верх. Хальпирки, послойно изучался Б.С. Абрамовым, В.В. Кузнецовым и В.В. Масюлисом в 1969 году [1, с. 118–119; 2, с. 55–56]. Свита согласно залегает на переслаивающихся разнозернистых авандельтовых песчаниках и алевролитах нюнегинской свиты, огнесенной к деленжинскому горизонту и содержащей три последовательных комплекса двустворчатых моллюсков, характеризующих зоны *Kolymia inoceramiformis*, *K. plicata* и *K. multiformis*. Граница между свитами четкая и проводится в кровле 18-метрового слоя средне- и крупнозернистых песчаников, сменяющихся алевролитами. В молской

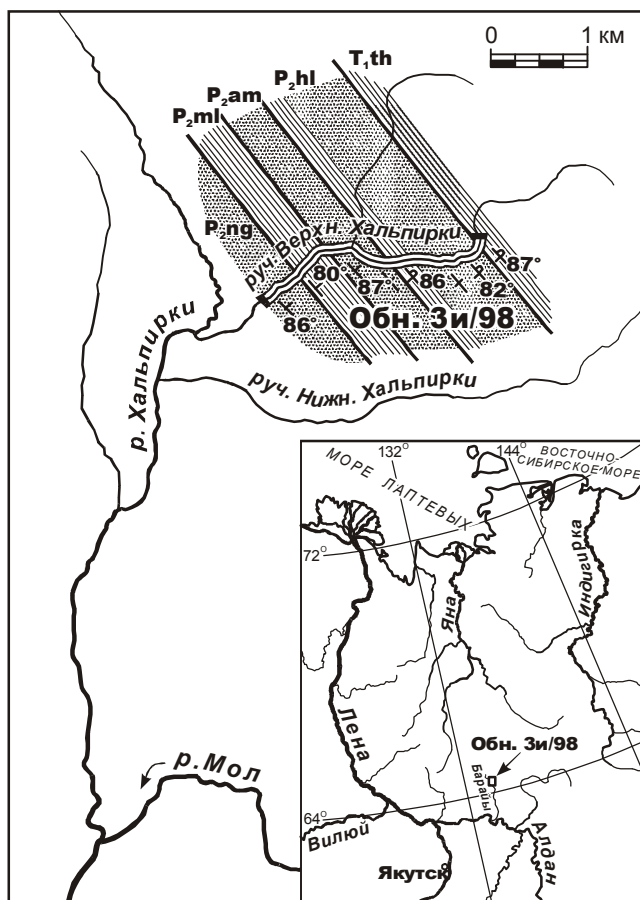


Рис. 1. Местоположение опорного разреза дулгалахского и хальпирского горизонтов.

Точками обозначено преобладание в разрезе песчаников, штриховкой – алевролитов. Свиты: P₂ng – нюнегинская, P₂ml – молская, P₂am – амканджинская, P₂hl – хальпирская верхней перми, T₁th – талахская нижнего триаса.

свите собраны двустворки *Polidevcia* cf. *ovata* (Laseron), *P. ex gr. ovata* (Laseron), *Wilkingia* sp., *Myonia* aff. *gibbosa* (Maslen.), характеризующие, по мнению А.С. Бякова, слои с *Polidevcia* ex gr. *ovata* нижней части зоны *Maitaia bella*. В средней части свиты обнаружены многочисленные брахиоподы *Crassispirifer* sp. и *Cancrielloides* aff. *curvatus* (Tolm.), отнесенные к зоне *Cancrielloides obrutschewi* (здесь и далее, кроме особо отмеченных, определения брахиопод А.С. Клеца). Более богатый комплекс брахиопод, содержащий и вид-индекс зоны, нами был собран в разрезе молской свиты верховьев р. Барайы [25]. В верхней части свиты в разнозернистых плохо сортированных алевролитах слоев 72–73 наблюдаются многочисленные угловатые и окатанные обломки известняков, кварцитов и туфогенных пород – микститы (“рябчики”). Аналогичные образования

встречены в верхней, реже – в средней частях свиты верховьев р. Барайы и руч. Двустворчатого, а также в стратотипическом разрезе дулгалахской свиты [23]. Молская свита сложена ре- и прорециклитами и субмезоциклитами [10] мощностью до 55 м, представленными в основании алевролитами или аргиллитами с плавным огрублением вверх по разрезу. Эти циклиты завершаются маломощными (от первых сантиметров до 1–3 м) прослоями алевропесчаников и разнозернистых песчаников. Мощность свиты в стратотипе составляет 347 м, в пределах Бараинской подзоны увеличивается в северо-западном направлении до 400–500 м. В разрезе свиты наблюдается значительное преобладание темно-серых, до черных, алевролитов, реже аргиллитов, благодаря чему этот стратон, заключенный между преимущественно песчанистыми нюнегинской и амканджинской свитами, в Бараинской подзоне является маркирующим. На северо-западной окраине подзоны молская свита переходит в маганскую, выделенную для Западного Верхоянья В.Н. Андриановым и др. [6]. Поскольку эти две свиты имеют одинаковое строение, близки по возрасту и незначительно отличаются в мощностях, вслед за В.Н. Андриановым [8] Р.В. Кутыгин считает, что молская свита является младшим синонимом маганской. По этой причине в Бараинской подзоне следовало бы использовать последнюю.

Амканджинская свита выделена в 1973 г. Б.С. Абрамовым и др. [1]. Стратотип, расположенный на р. Амканджа (басс. р. Барайы), изучался в 1969 г. Р.В. Соломиной [1, с.119–120]. Разрез по руч. Верхн. Хальпирки послонно описан и обозначен в качестве парастратотипического Б.С. Абрамовым [2, с. 56–57]. Нижняя граница свиты резкая, проводится по подошве 60 метровой пачки разнозернистых песчаников, подстилаемых алевролитами молской свиты. По мнению И.В. Будникова, эта граница представляет врез или резкое налегание грубозернистых песчаников фронтальной части дельты на глинистые толщи प्रदेशа. В верхней части парастратотипа амканджинской свиты собраны двустворки *Maitaia bella* Biakov, *M. cf. bella* Biakov, *Streblopteria* cf. *levis* (Lutk. et Lob.), *Modiolus* sp., *Wilkingia?* sp. и брахиоподы *Cancrielloides obrutschewi* (Lich.), *Cancrielloides* cf. *curvatus* (Tolm.), *Beecheria* aff. *hivatschense* (Zav.). Приведенные комплексы двустворок и брахиопод характеризуют, соответственно, зоны *Maitaia bella* и *Cancrielloides obrutschewi*. Амканджинская свита представляет верхнюю часть дулгалахского горизонта. В качестве особенностей строения свиты следует отметить развитие в ее кровле и подошве пачек дельтовых грубозернистых песчаников с маломощными про-

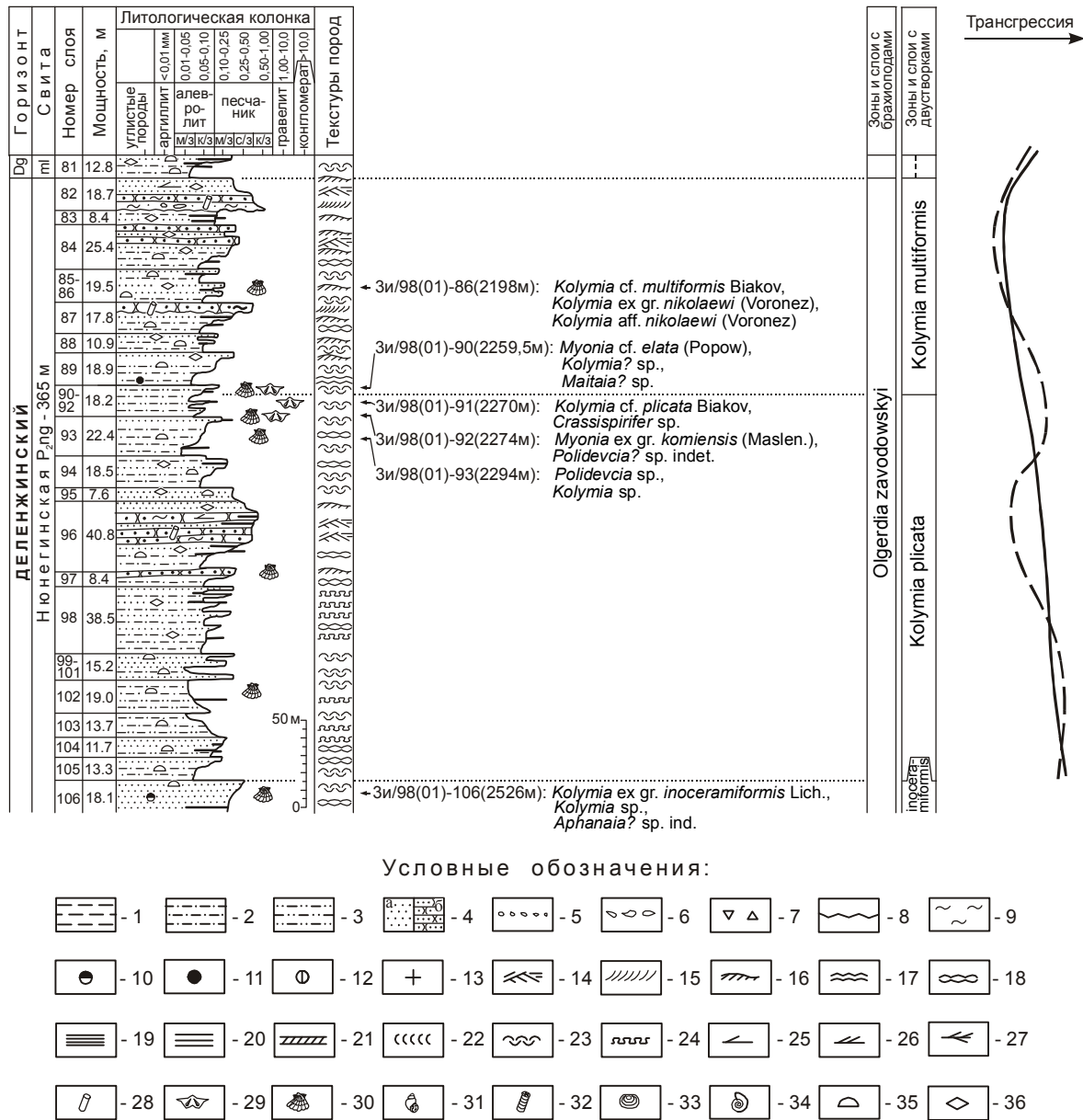


Рис. 2. Разрез нюнегинской, молской, амканджинской, хальпирской и низов талахской свит руч. Верхн. Хальпирки (составлен И.В. Будниковым и А.Г. Клецом, 1998 г.; И.В. Будниковым, Р.В. Кутыгиным и Л.Г. Перегоедовым, 2001 г.). Двустворки определялись А.С. Бяковым, брахиоподы – А.Г. Клецом, растительные остатки – В.Е. Сивчиковым.

Породы: 1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – алевропесчаники; 4 – песчаники: а – слоистые, б – массивные; 5 – гравелиты; 6 – конгломераты; 7 – шлейфы микститов (“рябчики”). **Контакты пород:** 8 – резкая граница внутрiformационного перемява. **Включения:** 9 – мелкие линзочки тонкозернистых пород; 10 – сидеритовые конкреции; 11 – стяжения сульфидов; 12 – фосфатные конкреции; 13 – натёки и корочки гипса. **Слоистые текстуры пород:** 14 – косая крупная перекрёстная разнонаправленная (дельтового типа); 15 – косая мелкая параллельная однонаправленная; 16 – косоволнистая; 17 – очень мелкая волнистая параллельная; 18 – пологоволнистая; 19 – тонкая горизонтальная; 20 – горизонтальная равномерная; 21 – мелкая этажная. **Неслоистые текстуры:** 22 – комковатая; 23 – беспорядочная. **Вторичные текстуры:** 24 – конволютная (оползневая). **Органические остатки:** 25 – растительный шлам, детрит; 26 – отпечатки флоры плохой сохранности; 27 – отпечатки флоры хорошей сохранности; 28 – обломки окаменевшей древесины; 29 – брахиоподы; 30 – двустворки; 31 – гастроподы; 32 – криноидеи; 33 – конхостраки; 34 – амmonoидеи. **Прочие обозначения:** 35 – следы деятельности илоедов; 36 – знаки песчаной ряби.

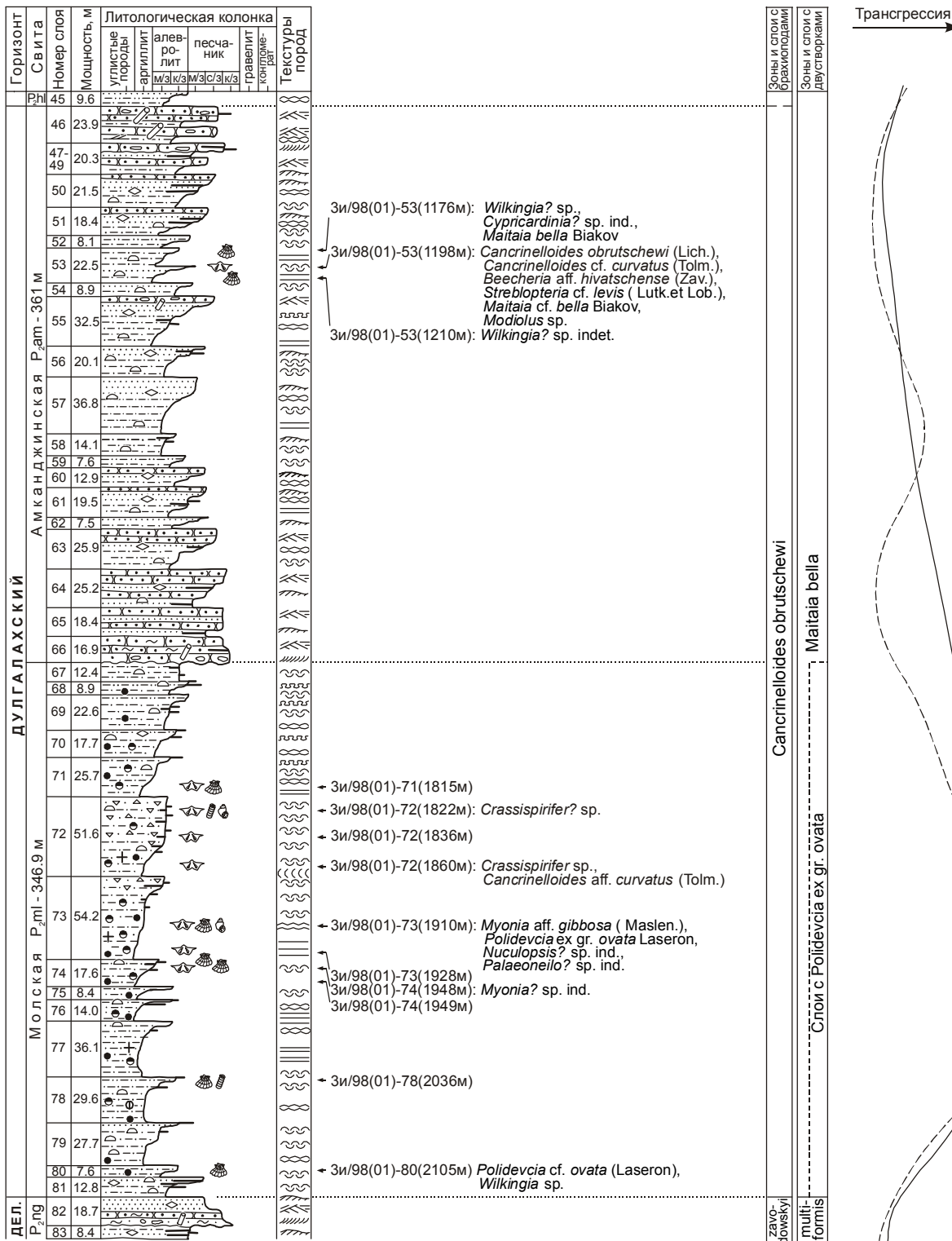


Рис. 2. Продолжение.

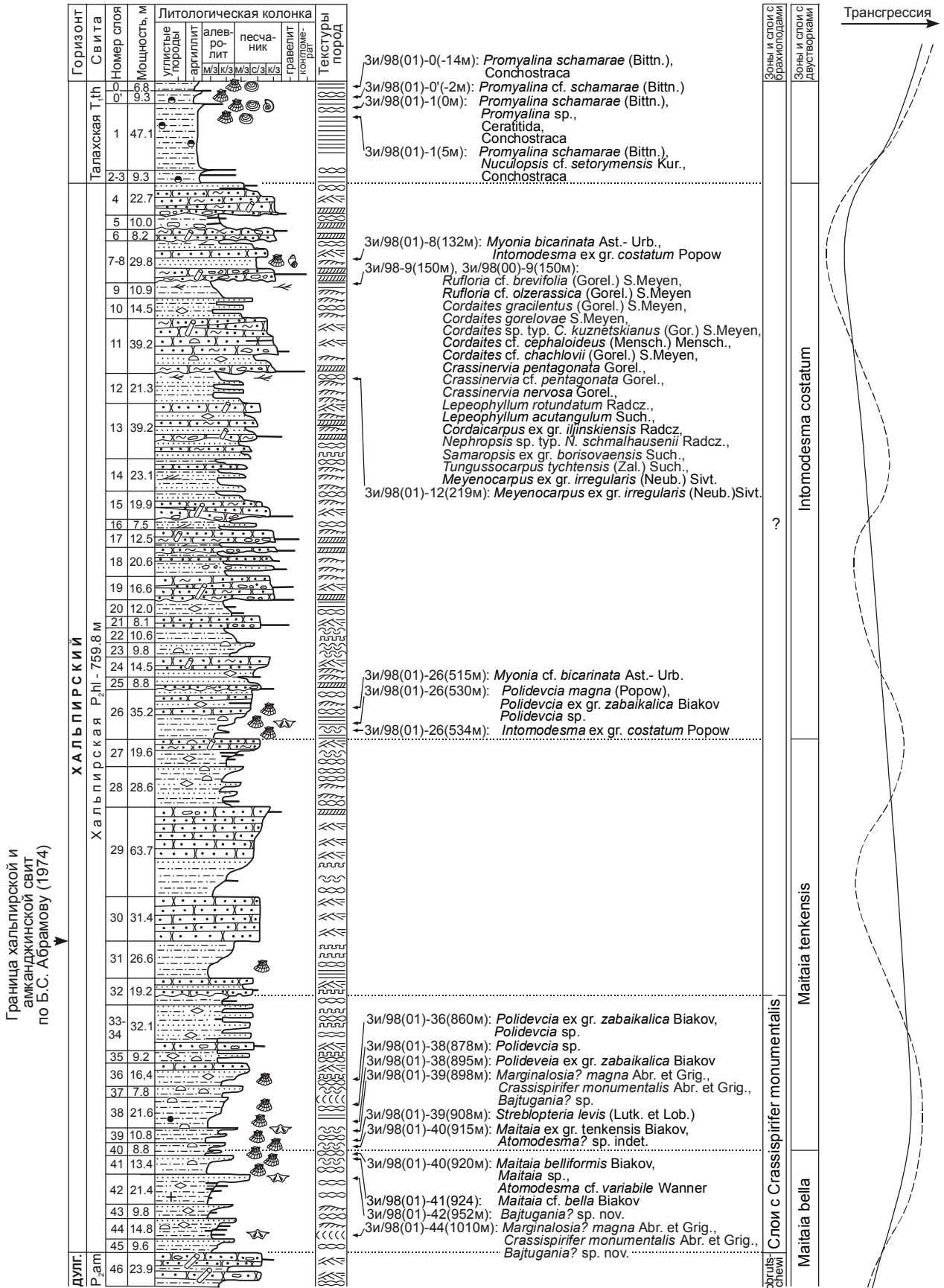


Рис. 2. Окончание.

слоями алевролитов. Средняя часть свиты представлена циклическим, иногда тонким, чередованием разнозернистых алевролитов и песчаников.

ХАЛЬПИРСКИЙ ГОРИЗОНТ

Венчающий пермскую систему Верхоянья хальпирский горизонт был выделен Р.В. Соломиной из верхней части дулгалахского горизонта [36]. За стратотип принят разрез одноименной свиты Бараинской подзоны.

Хальпирская свита выделена в 1973 году Б.С. Абрамовым с коллегами и за стратотип был принят разрез, расположенный “в каньоне безымянного левого притока в верховьях р. Хальпирки” [1, с. 120]. Этот приток обозначен нами как руч. Нижн. Хальпирки (рис. 1). Годом позже в качестве стратотипа свиты было приведено послойное описание разреза [2], расположенного на другом ручье, обозначенном как “истоки руч. Хальпирки”. Судя по топографическим картам, в действительности, он является верхним левым притоком р. Хальпирки и обозначен нами как руч. Верхн. Хальпирки. В соответствии с правилом приоритета, стратотипом хальпирской свиты и одноименного горизонта является разрез по руч. Нижн. Хальпирки, а разрез по руч. Верхн. Хальпирки, как наиболее изученный, предлагается рассматривать в качестве парастратотипа. По причине различного понимания системы водотоков верховьев р. Хальпирки и из-за отсутствия четкой географической привязки в первоописании свиты именно этот разрез ранее нами ошибочно принимался за стратотипический [12].

Длительное время хальпирская свита была охарактеризована лишь двустворками *Wilkingia* sp., *Streblopteria rotunda* (Lutk. et Lob.) и “*Kolymia*” sp. Существовало мнение о том, что горизонт “беден органическими остатками, в связи с чем провести зональное деление невозможно” [36, с.43]. Проведенными недавно исследованиями нами уточнена и существенно дополнена палеонтологическая и литологическая характеристики парастратотипического разреза, а также незначительно изменен объем свиты (рис. 2). Нужно отметить, что поскольку стратотипы молской, амканджинской и хальпирской свит разобщены, то для обоснования объемов, границ и последовательности указанных стратотипов необходимо было описание непрерывного разреза, в котором все эти свиты последовательно наращивали бы друг друга. Такой разрез был описан Б.С. Абрамовым и др. по руч. Верх. Хальпирки [2, с. 55–57]. Судя по описанию, границу между амканджинской и хальпирской свитами авторы этих стратиграфических подразделе-

ний проводили в основании 30-метровой пачки массивных песчаников, соответствующей по нашей разбивке слою 30 (рис. 2). По нашему мнению, хальпирская свита отвечает завершающему трансгрессивно-регрессивному этапу (ритмосвите) позднепалеозойского седиментогенеза, который наиболее отчетливо был проявлен в пределах Бараинской подзоны, что лишней раз подтверждает жизнеспособность единого принципа расчленения верхнепалеозойских толщ Верхоянья [11]. В предлагаемой же Б.С. Абрамовым с соавторами свитной разбивке почти вся трансгрессивная часть хальпирского мезоциклита отнесена к подстилающей амканджинской свите, что нарушает установленное в Западном Верхоянье В.Н. Андриановым [5] и прослеженное И.В. Будниковым на востоке Сибирской платформы [9, 10] выдержанное циклическое строение верхнепалеозойского разреза. Исходя из этого, границу между амканджинской и хальпирской свитами в изученном разрезе мы предлагаем опустить более чем на двести метров. В послойной разбивке Б.С. Абрамова [2, с. 57] эта граница будет соответствовать подошве слоя 31, а в нашей – слоя 45. При изменении объема хальпирской свиты значительно расширяется ее палеонтологическая характеристика. В нижней (“амканджинской”) части свиты нами собраны многочисленные брахиоподы *Marginalosia? magna* Abr. et Grig., *Crassispirifer monumentalis* Abr. et Grig., *Bajtugania? sp. nov.* Близкие к ним формы ранее описывались из нижней части имтачанской свиты Южного Верхоянья. По мнению А.Г. Клеца, указанный комплекс брахиопод характеризует основание хальпирского горизонта. Из этого интервала Б.С. Абрамовым указывались также остатки *Canocrinelloides obrutshewi* (Lich.) [2], однако они нигде не изображались.

В низах свиты (слой 41 и основание слоя 40) обнаружены двустворки *Maitaia cf. bella* Biakov, *Maitaia belliformis* Biakov, *Atomodesma cf. variabile* Wanner, которые А.С. Бяковым отнесены к зоне *Maitaia bella*. В верхней части слоя 40 собраны многочисленные двустворки *Maitaia ex gr. tenkensis* Biakov, по появлению которых А.С. Бяков предлагает проводить в разрезе нижнюю границу зоны *Maitaia tenkensis* и хальпирского горизонта. Чуть выше обнаружены *Streblopteria levis* (Lutk. et Lob.) и многочисленные *Polidevcia ex gr. zabaikalica* Biakov, также отнесенные к зоне *Maitaia tenkensis*. В средней и верхней частях свиты собраны многочисленные двустворки *Myonia bicarinata* Ast.-Urb., *Polidevcia ex gr. magna* (Popow), *Polidevcia ex gr. zabaikalica* Biakov, *Intomodesma ex gr. costatum* Popow. Приведенный комплекс характеризует зону

Intomodesma costatum. Верхние 57 м пермского разреза фауной не охарактеризованы.

Кроме раковин морских беспозвоночных, в верхней части хальпирской свиты, представленной преимущественно грубозернистыми высокодинамичными авандельтовыми песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов и с прослоями пойменных алевролитов, из тонкозернистых прослоев авандельтовых отложений собраны многочисленные отпечатки растительных остатков (рис. 2). По мнению В.Е. Сивчикова, время захоронения этих растений определяется в пределах возрастных аналогов ильинской серии Кузбасса, что приблизительно соответствует казанскому ярусу уральской шкалы. Объяснения столь существенных различий в датировках по фауне и флоре найти не просто. Исходя из результатов последних исследований разрезов кольчугинской серии Кузбасса, рубеж вымирания руфлорий там был связан с падением уровня палеобассейна и полным отсутствием бассейновых фаций в верхней половине ерунаковского времени [35]. В Верхоянье же прибрежно-морские (авандельтовые) условия седиментогенеза сохранялись до конца пермского периода, что, по мнению И.В. Будникова, давало возможность для продолжения существования руфлорий.

В парастратотипе хальпирская свита перекрывается талахской свитой нижнего триаса, выделенной А.И. Некрасовым на р. Аркачан (басс. р. Дулгалах). Граница очень резкая, фиксируется по смене массивных разнозернистых песчаников темно-серыми, с зеленоватым оттенком, неслоистыми аргиллитами с многочисленными мелкими лепешковидными карбонатно-кремнистыми конкрециями. В интервале 45–70 м от подошвы в карбонатно-кремнистых конкрециях и стяжениях обнаружены двустворки *Protyalina schamarae* (Bittner), *Nuculopsis* cf. *setorymensis* Kur., многочисленные раковины конхострак и редкие обломки плохо сохранившихся цератитов. Комплекс двустворчатых моллюсков, по мнению А.С. Бякова, свидетельствует об индском возрасте вмещающих отложений.

КОРРЕЛЯЦИЯ

Основными критериями разграничения и прослеживания дулгалахского и хальпирского горизонтов являются установленные, последовательно сменяющиеся фаунистические комплексы, представленные, в основном, двустворками и брахиоподами, а также четкая цикличная направленность осадконакопления. Поскольку, как указывалось выше, дулгалахский и хальпирский горизонты представляют два крупных трансгрессивно-регрессивных мезоцикли-

та, каждый из них имеет двучленное строение. По мнению И.В. Будникова, регрессивную и трансгрессивную части дулгалахского горизонта следует рассматривать в качестве отдельных подгоризонтов. Это разделение долгое время не находило палеонтологических подтверждений. Однако, в результате обработки новых коллекций двустворчатых моллюсков из стратотипа и гипостратотипа дулгалахской свиты, А.С. Бяковым был установлен отличный от верхнедулгалахского бивальвиевый комплекс, по распространению которого в разрезе предложено выделение слоев с *Polidevcia* ex gr. *ovata*, сопоставляющихся с нижнедулгалахским подгоризонтом и соответствующих нижней части зоны *bella*.

Нижняя (трансгрессивная) часть дулгалахского горизонта в Западном Верхоянье представлена темно-серыми, до черных, аргиллитами и алевролитами молской (Бараинская подзона) и маганской (Куранахская подзона) свит (табл. 1), часто содержащих шлейфы микститов (“рябчики”). Аналогичное строение имеют отложения данного интервала в большей части региона, представленные в Восточно-Хараулахской, Восточно-Орулганской, Томпонской и Аллах-Юньской подзонах, соответственно, чабардакинской свитой, нижнедулгалахской, нижнеопуонской и верхнеменкеченской подсвитами. В основании дулгалахского горизонта в регионе появляются первые представители брахиопод *Canocrinelloides obrutshewi* (Lich.). Немаловажным признаком данного стратиграфического интервала в Западном Верхоянье является наличие двустворок *P.* ex gr. *ovata* (Laserson).

Верхняя (регрессивная) часть дулгалахского горизонта, представленная в Западном Верхоянье сулакской (Куранахская подзона) и амканджинской (Бараинская подзона) свитами, сложена переслаивающимися разнозернистыми песчаниками и алевролитами, обычно со значительным преобладанием первых. В других частях региона этот интервал представлен нижнетюннгинской подсвитой (Восточный Хараулах), нижней частью верхнедулгалахской подсвиты (Восточный Орулган), нижней частью верхнеопуонской подсвиты (верхоявья р.р. Томпо, Менкюле) и, вероятно, большей частью чамбинской свиты (Аллах-Юньская подзона). Для рассматриваемых отложений характерно наличие *Canocrinelloides obrutshewi* (Lich.), с сопутствующим комплексом брахиопод, и многочисленных двустворок, из которых большее значение приобретают представители рода *Maitaia*, близкие к группе *M. bella* Viakov.

Поскольку хальпирский горизонт не имеет столь же четкой, как у дулгалахского, литологической обособленности и во многих районах палеонто-

логически охарактеризован очень слабо, его прослеживание в регионе затруднено. В Западном Верхоянье за пределами Бараинской подзоны наиболее обосновано выделение горизонта в бассейнах рек Аркачан и Эчий, где в верхней части разреза дулгалахской свиты (в понимании В.Н. Андрианова) наблюдается самостоятельный трансгрессивно-регрессивный мезоциклит мощностью около 200 м, который нами предлагается относить к хальпирской свите. Из этой части разреза, рассматриваемой А.И. Некрасовым как пачка 3 верхнедулгалахской подсвиты, Н.И. Курушиным и другими [29] приводится богатый комплекс двустворок, в том числе *Intomodesma costatum* Rorow. Вероятно, существуют биостратиграфические основания для установления хальпирской свиты и одноименного горизонта и в большинстве других западноверхоянских районов, что требует специальных исследований. В отдельных разрезах, без каких-либо фаунистических характеристик, единственным критерием выделения хальпирской свиты остается наличие мощной трансгрессивно-регрессивной толщи в верхах перми. В Томпонской подзоне хальпирскому горизонту соответствует верхняя часть опуонской подсвиты. В определении хальпирского горизонта в Аллах-Юньской подзоне у авторов данной статьи существуют разногласия. По мнению И.В. Будникова, здесь к хальпирскому горизонту следует относить верхи чамбинской и имтачанскую свиты. По мнению Р.В. Кутыгина, нижнюю границу хальпирского горизонта в Аллах-Юньском районе нужно проводить по границе “континентального” и “морского” горизонтов имтачанской свиты, в понимании С.В. Домохотова [24]. Корреляция верхнетатарских отложений Западного и Южного Верхоянья также осложнена неоднозначным пониманием объема имтачанской свиты и отсутствием ясности в местоположении ее стратотипа.

Очень сложным остается вопрос о стратиграфическом перерыве в верхней части перми как в рассматриваемом разрезе в частности, так и в Западном Верхоянье в целом. Существующие точки зрения варьируют от представлений о размыве в кровле хальпирской свиты по руч. Верхн. Хальпирки почти всего татарского яруса (мнение В.Е. Сивчикова) до полного отрицания перерыва [3]. По нашему мнению, основная сложность решения этой проблемы заключается в том, что для терминальной части перми на Северо-Востоке России пока нет детальной шкалы, с помощью которой было бы возможным установление длительности перерыва или же отсутствия такового. На основе палеонтологических данных мы можем констатировать лишь тот факт, что самая верхняя из установленных в пермской системе Северо-

Востока России бивальвиевых зон (*costatum*) в разрезе руч. Верхн. Хальпирки присутствует, но в полном ли объеме, пока остается неясным. Можно предположить, что если в верхах перми рассмотренного разреза стратиграфический перерыв и существует, то продолжительность его не очень значительна.

ЗОНЫ И СЛОИ С БРАХИПОДАМИ

Зональная брахиоподовая шкала для пермской системы Верхоянья была разработана Р.В. Соломиной [36] и уточнена А.Г. Клецом [25].

Зона *Canocrinelloides obrutschewi* в Верхоянье была установлена Р.В. Соломиной в объеме “амканджинского” горизонта [36], соответствующего дулгалахскому горизонту в понимании В.Н. Андрианова [7]. В разрезе по руч. Верхн. Хальпирки вид-индекс зоны нами был обнаружен только в амканджинской свите. Отнесение к этой зоне молской свиты основано, прежде всего, на находках в ней в верховьях р. Барайы *Canocrinelloides obrutschewi* (Lich.) [25]. В отношении брахиопод молская свита по руч. Верхн. Хальпирки значительно беднее верхнебараинского разреза и представлена раковинами *Canocrinelloides* aff. *curvatus* (Tolm.), *Crassispirifer* sp. из крупных (до 0.5–1 м) карбонатно-глинистых конкреций. В верхней половине амканджинской свиты в брахиоподовых ракушняках собрана обширная коллекция, в которой определены *Canocrinelloides obrutschewi* (Lich.), *C. cf. curvatus* (Tolm.), *Beecheria* aff. *hivatschense* Zav.

В Колымо-Омолонском регионе рассматриваемому интервалу, вероятно, соответствуют зоны *C. obrutschewi* и *C. curvatus*. Следует отметить, что стратиграфическая последовательность *Canocrinelloides obrutschewi* – *C. curvatus* в Верхоянье не устанавливается, поскольку здесь эти виды обычно встречаются вместе [3]*.

Слой с *Crassispirifer monumentalis*. Для интервала разреза выше зоны *Canocrinelloides obrutschewi* в Верхоянье Р.В. Соломиной [36] зональные подразделения не выделялись. Судя по данным, полученным при изучении хальпирского разреза, и материалам Б.С. Абрамова [2, 3] по Южному Верхоянью, на рубеже дулгалахского и хальпирского времени произошли важные изменения в систематическом составе брахиопод. Интервал, содержащий обновленный комплекс, нами обозначен как слой с *Crassispirifer*

*Примечание рецензента. Для зоны *Canocrinelloides obrutschewi* следует выбрать другой индекс, поскольку впервые выделенная В.Г. Ганелиным (1984) эта зона имеет другой объем. Зона *obrutschewi* в Верхоянье соответствует двум зонам Колымо-Омолонского региона - зоне *C. obrutschewi* и *C. curvatus* – и содержит оба вида-индекса. Поэтому правильнее ее индексировать как *obrutschewi-curvatus*.

Таблица 2

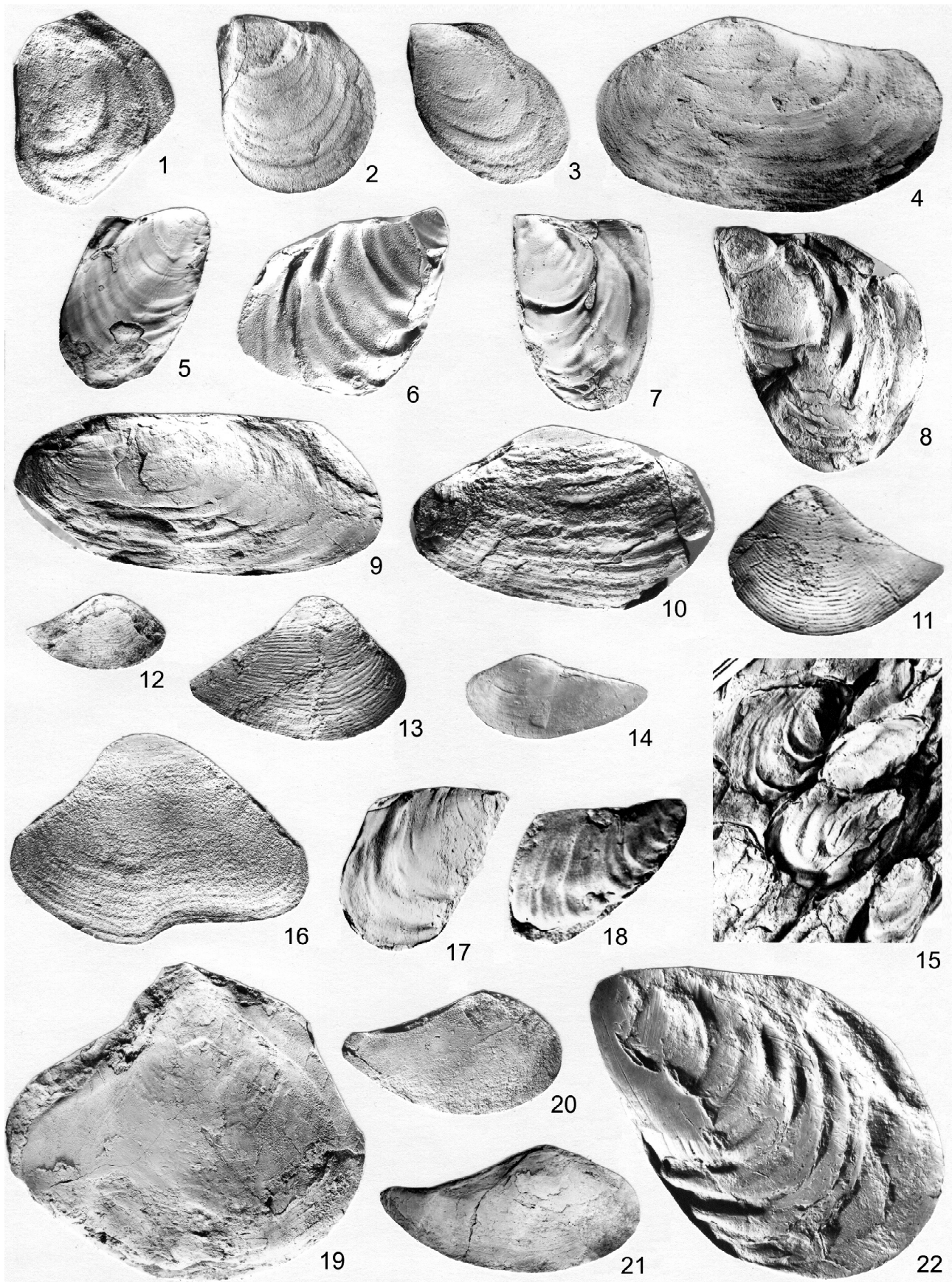


Таблица 2.

Все экземпляры, кроме специально отмеченных, даны в натуральную величину.

Фиг. 1. *Kolymia* cf. *multiformis* Biakov, 1992, экз. Зи/98(01)-86(2198)-1, неполное ядро левой створки; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 86, верхняя часть нунегинской свиты и деленжинского горизонта, бивальвиевая зона *Kolymia multiformis*. Верхняя пермь, нижнетатарский подъярус.

Фиг. 2. *Kolymia* aff. *nikolaewi* (Voronez, 1936), экз. Зи/98(01)-86(2198)-2, ядро левой створки; местонахождение и возраст те же.

Фиг. 3. *Kolymia* ex gr. *nikolaewi* (Voronez, 1936), экз. Зи/98(01)-86(2198)-3, ядро левой створки; местонахождение и возраст те же.

Фиг. 4. *Myonia* cf. *elata* Popow, 1958, экз. Зи/98(01)-90(2259,5), ядро левой створки; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 90, верхняя часть нунегинской свиты и деленжинского горизонта, бивальвиевая зона *Kolymia multiformis*. Верхняя пермь, нижнетатарский подъярус.

Фиг. 5, 8. *Maitaia* cf. *bella* Biakov, 1992: 5 – экз. Зи/98(01)-53(1198), ядро правой створки; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 53, амканджинская свита, дулгалахский горизонт, бивальвиевая зона *Maitaia bella*; 8 – экз. Зи/98(01)-41(924), ядро левой створки; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 41, низы хальпирской свиты и хальпирского горизонта, верхи бивальвиевой зоны *Maitaia bella*. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 6. *Maitaia bella* Biakov, 1992, экз. Зи/98(01)-53(1176), ядро правой створки. Местонахождение и возраст те же, что и для экземпляров на фиг. 5.

Фиг. 7. *Maitaia belliformis* Biakov, 1992, экз. Зи/98(01) – 40(920) – 1, ядро левой створки; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 40, 2 м от подошвы, низы хальпирской свиты и хальпирского горизонта, верхи бивальвиевой зоны *Maitaia bella*. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 9. *Wilkingia* sp., экз. Зи/98(01)-80(2105), неполное ядро раковины со стороны левой створки; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 80, низы молской свиты, дулгалахский горизонт, бивальвиевая зона *Maitaia bella*, слои с *Polidevcia* ex gr. *ovata*. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 10. *Myonia* aff. *gibbosa* (Maslennikow, 1959), экз. Зи/98(01)-73(1910)-1, несколько деформированное ядро раковины со стороны левой створки. Руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 73, средняя часть молской свиты, дулгалахский горизонт, бивальвиевая зона *Maitaia bella*, слои с *Polidevcia* ex gr. *ovata*. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 11–13. *Polidevcia* ex gr. *ovata* (Laseron, 1910): 11 – экз. 2и/78(00)-146(2761), ядро левой створки (x 2); р. Дулгалах, обн. 2и/78, сл. 146, верхняя часть маганской свиты, дулгалахский горизонт, бивальвиевая зона *Maitaia bella*, слои с *Polidevcia* ex gr. *ovata*; 12 – экз. Зи/98(01)-73(1910)-2, ядро правой створки; местонахождение то же, что и у фиг. 10; 13 – 2и/78(00)-146(2761), ядро правой створки (x 2); местонахождение то же, что и у фиг. 11. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 14. *Polidevcia* sp., экз. Зи/98(01)-36(860), ядро левой створки; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 36, нижняя часть хальпирской свиты и хальпирского горизонта, бивальвиевая зона *Maitaia tenkensis*.

Фиг. 15. *Maitaia* ex gr. *tenkensis* Biakov, 1999, экз. Зи/98(01)-40(915), многочисленные ядра и отпечатки раковин в породе; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 40, 6 м от подошвы, низы хальпирской свиты и хальпирского горизонта, основание бивальвиевой зоны *Maitaia tenkensis*. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 16. *Myonia bicarinata* Astafieva-Urbajtis, 1976, экз. Зи/98(01)-8(132м), ядро левой створки (x 0,8); руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 8, верхняя часть хальпирской свиты и хальпирского горизонта, бивальвиевая зона *Intomodesma costatum*. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 17. *Maitaia* sp., экз. Зи/98(01)-40(920)-2, ядро правой створки; местонахождение и возраст те же, что и фиг. 7.

Фиг. 18. *Atomodesma* cf. *variabile* Wanner, 1922, экз. Зи/98(01)-40(920)-3, неполное ядро правой створки; местонахождение и возраст те же, что и фиг. 7.

Фиг. 19. *Streblopteria levis* (Lutkevich et Lobanova, 1960), экз. Зи/98(01)-39(908), несколько обломанное ядро двустворчатого экземпляра со стороны правой створки (x 0,8); руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 39, низы хальпирской свиты и хальпирского горизонта, нижняя часть бивальвиевой зоны *Maitaia tenkensis*. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 20, 21. *Polidevcia magna* (Popow, 1958), ядра правых створок: 20 – экз. Зи/98(01)-26(530)-1, 21 – экз. Зи/98(01)-26(530)-2; руч. Верхн. Хальпирки, обн. Зи/98, сл. 26, средняя часть хальпирской свиты и хальпирского горизонта, основание бивальвиевой зоны *Intomodesma costatum*. Верхняя пермь, верхнетатарский подъярус.

Фиг. 22. *Intomodesma* ex gr. *costatum* Popow, 1958, экз. Зи/98(01)-26(534), пластилиновый отпечаток левой створки (x 0,8); местонахождение и возраст те же, что и фиг. 21.

monumentalis. Вид-индекс был установлен Б.С. Абрамовым и А.Д. Григорьевой из имтачанской и привольнинской свит Южного Верхоянья и чинкской свиты устья р. Лены [3]. За стратотип слоев с *Crassispirifer monumentalis* принимается нижняя часть разреза хальпирской свиты руч. Верхн. Хальпирки (слой 45 – нижняя часть слоя 32). Здесь в нескольких маломощных прослойках песчаников низов хальпирской свиты обнаружены брахиоподовые ракушняки, из которых определены многочисленные *Crassispirifer monumentalis* Abr. et Grig., *Marginalosia? magna* Abr. et Grig., *Bojtugania? sp. nov.* Очень близкие к последнему виду формы были описаны Б.С. Абрамовым и А.Д. Григорьевой как *Bojtugania? sp.* из низов имтачанской свиты бассейна р. Восточной Хандыги [3]. Верхняя граница выделенных слоев проводится условно в кровле алевролитово-песчанниковой пачки, поскольку выше определимые брахиоподы обнаружены не были.

ЗОНЫ ПО ДВУСТВОРЧАТЫМ МОЛЛЮСКАМ

Выявленная зональная последовательность двустворок соответствует зонам, установленным А.С. Бяковым в разрезах Колымо-Омолонского региона [14] и позднее предложенным для всего Северо-Востока Азии [17]. В отличие от разрезов Омолонского массива, зональные комплексы двустворок хальпирского разреза (табл. 2) характеризуются значительной бедностью систематического состава, что в целом характерно для сообществ двустворок, существовавших в условиях относительно глубоководной лавинной седиментации песчано-глинистых осадков [16]. В то же время, здесь имеются и свои особенности.

Зона *Kolymia multiformis* соответствует слоям 90–82 нюнегинской свиты, в которых встречены двустворки *Kolymia cf. multiformis* Biakov, *K. ex gr. nikolaewi* (Voronez), *K. aff. nikolaewi* (Voronez), *Maitaia? sp.*, *Myonia cf. elata* (Porow). Отличительной особенностью комплекса является присутствие многочисленных *Kolymia ex gr. nikolaewi* (Voronez), что не характерно для разрезов Колымо-Омолонского региона. Немаловажным для трансрегиональной корреляции является наличие в зоне *multiformis* Омолонского массива пектинид, близких к описанным из формации Ворд Стекланных гор Техаса [17]. Зона *multiformis* охватывает верхние части омолонского и деленжинского горизонтов, соответственно, Колымо-Омолонского и Верхоянно-Охотского регионов и относится к нижнетатарскому подъярису.

Зона *Maitaia bella* отвечает молской и амканджинской свитам (слои 81–46), а также основанию

хальпирской свиты (слой 45 – нижняя часть слоя 40). В нижней части зоны вид-индекс не обнаружен, что характерно и для большинства разрезов в Колымо-Омолонском регионе. Для данного интервала зоны *bella* в рассмотренном разрезе примечательно присутствие многочисленных *Polidevcia ex gr. ovata* (Las.), остатки которых приурочены к этому же стратиграфическому уровню в верховьях р. Дулгалах (стратотип дулгалахской свиты). Исходя из этого, А.С. Бяковым нижнюю часть зоны в Западном Верхоянье предлагается рассматривать в качестве **слоев с *Polidevcia ex gr. ovata***, сопоставляемых в разрезе по руч. Верхн. Хальпирки с молской свитой (слои 46–67). Вид *Polidevcia ovata* впервые был описан из формации Бранкстон Нового Южного Уэльса Восточной Австралии [37]. В пределах Колымо-Омолонского региона он не известен.

В верхней части зоны специфичным для хальпирского разреза является присутствие своеобразных крупных *Wilkingia sp.* Особенно интересна находка в верхах зоны остатков *Atomodesma cf. variabile* Wanner. Вид *Atomodesma variabile* впервые был описан из слоев Баслео острова Тимор [38]. Остатки этого вида на Северо-Востоке Азии ранее описывались только из разрезов верхней части дулгалахского горизонта Орулгана и Северного Хараулаха [32]. На одном уровне с видом-индексом зоны в Восточном Забайкалье известны находки фрагментов двух раковин аммоноидей, отнесенных Ю.Д. Захаровым к кептэнскому роду *Timorites* [26, 33]. Зона *bella*, представляющая дулгалахский горизонт и, вероятно, базальные слои хальпирского горизонта Верхоянно-Охотского региона, соответствует гижигинскому горизонту Колымо-Омолонского региона и отвечает нижней части верхнетатарского подъяруса (северодвинский горизонт).

Зона *Maitaia tenkensis* соответствует интервалу хальпирской свиты от верхней части слоя 40 до слоя 27. В рассмотренном разрезе для зоны *tenkensis* характерно присутствие многочисленных мелких *Maitaia ex gr. tenkensis* Biakov, а также *Polidevcia ex gr. zabaikalica* Biakov. Последний вид был недавно описан из верхнепермских отложений Восточного Забайкалья, где он характеризует верхи пермского разреза [20]. С нижней границей зоны *tenkensis*, по мнению А.С. Бякова, должна совпадать граница дулгалахского и хальпирского горизонтов. Вместе с появлением вида-индекса зоны, по-видимому, исчезают последние представители майтай подстилающей зоны (*Maitaia bella* Biakov, *M. belliformis* Biakov). В то же время, нельзя исключить, что последние *M. belliformis* могли существовать совместно с пер-

выми *M. tenkensis*. Начало фазы *tenkensis* совпадает с рубежом гижигинского и хивачского времени, который, по мнению А.С. Бякова, соответствует крупному позднемидийскому событию, широко проявившемуся в области Тетис и связанному с регрессией и кратковременным снижением продуктивности биоты [28]. В это время биоразнообразие двустворок на Северо-Востоке Азии достигло минимума [19]. Зона *tenkensis* сопоставляется с нижней частью вятского горизонта верхнетатарского подъяруса Восточно-Европейской шкалы*.

Зона *Intomodesma costatum* охватывает слои 26–4 хальпирской свиты. Наряду с характерными для зоны интомодесмами и *Polidevcia ex gr. magna* (Porow), в разрезе встречены довольно многочисленные своеобразные *Myonia bicarinata* Astafieva–Urbajtis. Эти двустворки специфичны для верхов хальпирского горизонта Верхоянья и отсутствуют в разрезах Омолонского массива. В Колымо-Омолонском регионе они встречены лишь в кулинской свите северо-восточного обрамления Охотского массива [13]. Зона *costatum* коррелируется с чансинским ярусом или верхней частью вятского горизонта верхнетатарского подъяруса Восточно-Европейской шкалы, благодаря находкам в ней на Омолонском массиве и Оротуканском поднятии двустворчатых моллюсков, близких к чансинским [17, 18]. Предполагается, что перерыв между пермью и триасом в ряде разрезов Восточного Верхоянья и Колымо-Омолонского региона, особенно формировавшихся в глубоководных условиях, отсутствует [21].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что верхнетатарскому подъярусу в Верхоянье соответствуют дулгалахский и хальпирский горизонты. В качестве гипостратотипа дулгалахского горизонта предложен разрез молской и амканджинской свит руч. Верхн. Хальпирки басс. р. Барайы. Описан парастратотип хальпирской свиты и одноименного горизонта, являющийся продолжением этого разреза. Нижняя (трансгрессивная) часть дулгалахского горизонта, благодаря своему относительно однородному алевролитово-аргиллитовому строению, узнаваема в большинстве районов Верхоянья.

*Примечание рецензента. Сопоставление бивальвиевых зон *Maitaia tenkensis* и *Intomodesma costatum* соответственно с нижней и верхней частями вятского (континентального) горизонта Восточно-Европейской шкалы представляется бездоказательным. Лучше было бы оговорить условность сопоставления.

Важным биостратиграфическим маркером этого интервала является появление в регионе первых *Canocrinelloides obrutshewi* (Lich.), *Polidevcia ex gr. ovata* (Laserson) и исчезновение последних представителей рода *Kolymia s. stricto*. Верхняя (регрессивная) часть дулгалахского горизонта представлена сложно переслаивающимися разнородными песчаниками и алевролитами, обычно со значительным преобладанием первых. Для этих отложений характерно наличие *Canocrinelloides obrutshewi* (Lich.) с сопутствующим комплексом брахиопод и многочисленных двустворок, из которых важное значение приобретают представители рода *Maitaia*, близкие к группе *M. bella* Biakov. Дулгалахский горизонт по брахиоподам и двустворкам соответствует параллельным зонам *obrutshewi* и *bella*. В нижней части последней выделяются слои с *Polidevcia ex gr. ovata* (Laserson).

Хальпирский горизонт в пермской системе Верхоянья представляет самый верхний трансгрессивно-регрессивный мезоциклит. Нижняя граница горизонта проведена по появлению брахиопод *Crassispirifer monumentalis* Abr. et Grig. Чуть выше по разрезу наблюдается обновление комплексов двустворчатых моллюсков, определяющее границу зон *bella* и *tenkensis*. Верхняя часть хальпирского горизонта представлена бивальвиевой зоной *costatum*. Горизонт перекрывается триасовыми отложениями, содержащими в нижней части двустворок индского возраста. Граница перми и триаса в разрезе резкая, но без видимых следов перерыва, фиксируется по смене разнородных массивных песчаников хальпирской свиты алевролитово-аргиллитовыми слоями талахской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64404), РФФИ-МАС (проект № 03-05-06161) и РФФИ-Арктика (проекты №-№ 00-05-96235, 03-05-96012) и VI конкурса-экспертизы научных проектов молодых ученых РАН (грант № 340).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов Б.С., Соломина Р.В., Масюлис В.В., Кузнецов В.В. Новые свиты верхней перми в Западном Верхоянье // Сов. геология. 1973. № 11. С. 115–121.
2. Абрамов Б.С. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
3. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. М.: Наука, 1988. 204 с.
4. Андрианов В.Н. К вопросу о границе между отделами перми в Западном Верхоянье (Якутская АССР) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1963. Вып. XI. С. 55–63.
5. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М.: Наука, 1966. 133 с.

6. Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Прокопьев В.С., Тютюнников Л.Г., Хан В.С., Андрианова В.А., Толстых А.Н. Детальная схема стратиграфического расчленения пермских отложений Западного Верхоянья // Геология и полез. ископаемые Якутии: Тез. докл. Якутск, 1970. С. 214–218.
7. Андрианов В.Н. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 24–87.
8. Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Андрианова В.А., Гома А.Н., Климов Э.Н., Прокопьев В.С., Толстых А.Н., Тютюнников Л.Г. Обоснование детальной стратиграфической шкалы пермских отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1975. С. 50–94.
9. Будников И.В. Главные этапы позднепалеозойского осадконакопления в Верхоянской геосинклинали и на Сибирской платформе // Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири. Новосибирск, 1984. С. 87–105.
10. Будников И.В. Принципы и результаты изучения цикличности осадконакопления верхнепалеозойских отложений Верхоянского палеобассейна // Практические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск, 1988. С. 106–113.
11. Будников И.В., Кутыгин Р.В., Клец А.Г., Гриненко В.С. Разрез карбона и перми бассейна р.Барайы как отражение этапности осадконакопления и развития биоты Верхоянья в позднем палеозое // Вестн. Госкомгеологии РС (Я). 2001. № 1. С. 101–111.
12. Будников И.В., Кутыгин Р.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Терминальная пермь Западного Верхоянья // Всероссийская конференция “Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляции с морской тетической шкалой”: Тез. докл. М., 2002. С. 1.
13. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений Северо-Восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория: Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
14. Бяков А.С. Стратиграфия и двустворчатые моллюски пермских отложений бассейна р. Кольмы: Автореф. дис. ... канд. геол.- минер. наук. М.: Палеонтол. ин-т АН СССР, 1991. 25 с.
15. Бяков А.С., Ганелин В.Г. Раннетатарский (гижигинский) биотический кризис на Северо-Востоке Азии и его возможные причины // Биостратиграфия и эколого-биосферные аспекты палеонтологии: Тез. докл. XLIV сес. Палеонтол. о-ва. СПб., 1998. С. 17–18.
16. Бяков А.С. Основные типы ископаемых комплексов двустворчатых моллюсков и обстановки осадконакопления в перми Северо-Востока Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 30–34.
17. Бяков А.С. Зональное расчленение перми Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 1. С. 30–48.
18. Бяков А.С. О полном объеме перми на Северо-Востоке Азии: палеонтологическое доказательство присутствия аналогов чансина // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 3. С. 363–365.
19. Бяков А.С. Двустворчатые моллюски Северо-Востока Азии на рубеже перми и триаса // Тез. докл. IV Всероссийской конференции “Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии”. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2002. С. 36.
20. Бяков А.С. Пермские двустворчатые моллюски Забайкалья // Палеонтол. журн. 2002. № 5. С. 20–28.
21. Бяков А.С., Будников И.В., Ганелин В.Г., Кутыгин Р.В., Ермакова С.П., Иванов Ю.Ю., Михалицына Т.И. Граница перми и триаса на Северо-Востоке Азии // Всероссийская конференция “Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляции с морской тетической шкалой”: Тез. докл. М., 2002. С. 21–22.
22. Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Морские аналоги татарского яруса на Северо-Востоке Азии // Всероссийская конференция “Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляции с морской тетической шкалой”: Тез. докл. М., 2002. С. 7–8.
23. Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г. Олисторомы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отеч. геология. 1997. № 2. С. 36–43.
24. Домохотов С.В. О татарском ярусе Восточного Верхоянья // Материалы по геологии и полез. ископаемым Северо-Востока СССР. 1960. Вып. 14. С. 27–33.
25. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 3. С. 41–57.
26. Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Попоко Л.И., Тазава Дж., Бураго В.И. Слои с Timorites на востоке Азии // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 3. С. 41–50.
27. Котляр Г.В. Среднетатарское событие // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 53–55.
28. Котляр Г.В., Коссовая О.Л. Позднемидийское (поздневаделупское) событие // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 56–57.
29. Курушин Н.И., Соловьева Н.А., Некрасов А.И., Малов В.А., Соловьева Э.Х. Новые данные по биостратиграфии и литологии пермских отложений Западного Верхоянья // Докл. АН. 1996. Т. 348, № 2. С. 223–227.
30. Леонова Т.Б., Есаулова Н.К., Шиловский О.П. Первая находка казанских аммоноидей в Волго-Уральском регионе // Докл. АН. 2002. Т. 383, № 4. С. 509–511.
31. Лозовский В.Р. Татарский ярус бассейна р. Мезери // Всероссийская конференция “Татарский ярус Европейской России: проблемы стратиграфии и корреляции с морской тетической шкалой”: Тез. докл. М., 2002. С. 26.
32. Муромцева В.А., Гуськов В.А. Пермские морские отложения и двустворчатые моллюски Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 208 с.
33. Окунева Т.М., Захаров Ю.Д. Первые находки пермских аммоноидей в бассейне р. Борзя (Забайкалье) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1992. № 4. С. 142–144.
34. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М.: Госнаучтехиздат, 1963. 60 с.

35. Сивчиков В.Е., Будников И.В., Ярков В.О. Литодинамическая модель формирования кольчугинской серии Кузбасса // Проблемы геодинамики и минерагении Южной Сибири. Томск, 2000. С. 241–260.
36. Соломина Р.В. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Отеч. геология. 1997. № 3. С. 37–43.
37. Fletcher H.O. A new genus Glyptoleta and a revision of the genus Nuculana from the Permian of Australia // Rec. Aust. Mus. 1945. V. 21, N 6. P. 293–312.
38. Wanner C. Die Gastropoden und Lamellibranchiaten der Dyas von Timor // Palaeontol. Timor. 1922. Bd. 11 (18). 82 p.

R. V. Kutygin, I. V. Budnikov, A. S. Biakov, A. G. Klets, V. S. Grinenko

The reference section of the Dulgalakh and Khalpirki horizons (Upper Tatarian substage) of the West Verkhoyansk Region

A continuous detailed (layer-by-layer) section of the Dulgalakh and Khalpirki horizons of the Upper Tatarian in the West Verkhoyansk Region (Khalpirki River Basin) is given. The horizons represent two large transgressive-regressive sedimentary stages. The Brachiopod and Bivalve zonal sequences are described; characteristics of the established biostratigraphic zones and portraits of the most typical bivalve taxons are offered. The investigated section is presented as a hypostratotype for the Dulgalakh horizon and as a parastratotype for the Khalpirki horizon. Correlation is made of deposits assigned to the Dulgalakh and Khalpirki horizons within the Verkhoyansk Region.

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОЛОВА ВОСТОКА РОССИИ

С.М. Родионов

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

Региональные оловоносные магматогенно-рудные системы Востока России формировались в областях сочленения различных по генезису тектоно-стратиграфических подразделений в геодинамических обстановках коллизии, активной континентальной окраины андийского и калифорнийского типов, внутривулканического континентального рифтогенеза. Пространственное положение локальных оловоносных магматогенно-рудных систем контролируется очаговыми магматогенными структурами.

Ключевые слова: металлогения, олово, геодинамика, Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Восток России является одним из крупнейших оловоносных регионов мира. За длительную историю геологического изучения этой территории многими исследователями здесь выполнен большой комплекс работ по металлогении олова. Эти работы опирались, главным образом, на постулаты геосинклинальной концепции и не учитывали соотношения между палеогеодинамикой и металлогенией олова. Лишь в последнее время появились единичные публикации [9], рассматривающие оловоносность отдельных оловорудных районов с позиций тектоники плит. Однако эти публикации далеко не в полной мере учитывают результаты выполненных ранее исследований и полученные новые данные по мезокайнозойской геодинамике Востока России, рассмотренные в работах Л.М. Парфенова и других авторов [31, 32, 45, 55, 67–69, 72–74 и др.]. В связи с этим, возникает задача конкретизации связей между геодинамикой и металлогенией олова региона. Настоящая статья посвящена характеристике геодинамических обстановок, определяющих закономерности размещения и условия формирования оловянного оруденения Востока России.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАБОТЫ

Металлогеническое районирование оловоносных территорий Востока России опиралось на классические методы, разработанные отечественной школой металлогенического анализа. В соответствии с этим, иерархический ряд региональных оловоносных металлогенических подразделений рассматривался в следующем виде: оловоносная провинция –

оловоносная область – оловоносная зона. Анализ геодинамических обстановок проявления оловянной минерализации Востока России базировался на результатах выполненного автором металлогенического районирования территории в части олова [35–37, 41, 75, 76], а также на результатах геодинамических построений, касающихся восточной окраины России и изложенных в работах Л.М. Парфенова [31, 32, 73, 74] и его единомышленников [62, 67–70, 77].

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОСТОКА РОССИИ

В пределах Востока России выделяется [35–37, 40] пять оловоносных областей, закономерно располагающихся в зонах сочленения определенных типов тектоно-стратиграфических элементов (ТСЭ) (рис. 1).

Чукотская оловоносная область занимает площадь, состоящую из следующих ТСЭ. 1. Кратонные террейны Сьюарда и Кулюльский. Первый сложен докембрийскими гнейсами, гранитами, мраморами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, а второй – ордовикскими зелеными сланцами, филлитами и метапесчаниками, а также девон-карбонowymi песчаниками и органогенными известняками. 2. Южно-Ануйский и Пенжинско-Анадырский орогенные пояса, сложенные аккреционными комплексами (базальтоиды, граувакки, сланцы, кремни и турбидиты) триас-юрского и позднеюрско-раннемелового возраста. 3. Чукотский орогенный пояс, сложенный триасово-юрскими турбидитовыми комплексами пассивной континентальной окраины. Эти три типа ТСЭ перекрыты и интродуцированы мел-раннепалеогеновыми магматическими породами Чукотского секто-

ра Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканно-плутонического пояса (рис. 2). Интрузивные породы пояса представлены здесь [4, 50, 51] широким спектром разновидностей – от габбродиоритов до гранитов и лейкогранитов с гомодромной последовательностью внедрения. Возраст их соответствует интервалу 110–50 млн лет [12, 22, 33, 38–40, 75, 76]. Оловяносные граниты являются заключительными фазами магматических комплексов двух типов: гранодиорит-гранитного и диорит-гранодиоритового. Примером первого служит иульгинский, а второго – певекский и омсукчанский, детально описанные в [5, 22–24]. Начальное отношение изотопов Sr в гранитоидах пояса варьирует от 0,7046 до 0,7119 [12, 17, 33]. С современных геодинамических позиций Охотско-Чукотский пояс в целом интерпретируется [69] как окраинно-континентальная дуга, формирование которой связано с мезозойской субдукцией Тихоокеанской плиты под Северо-Азиатский кратон (САК) и орогенные пояса его складчатого обрамления.

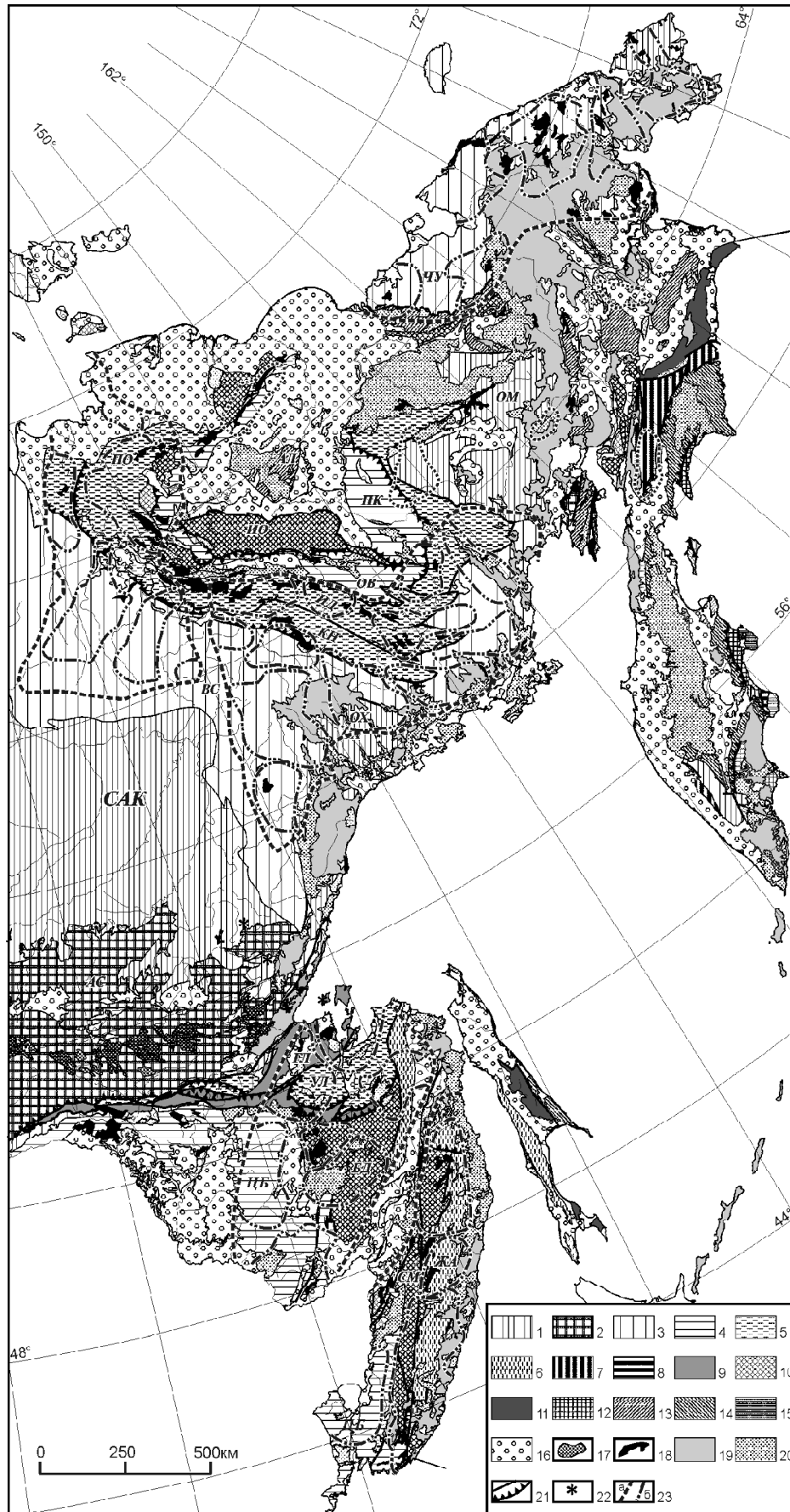
Колымская оловяносная область расположена в зоне сочленения следующих ТСЭ. 1. Охотский и Омолонский (южный фланг) кратонные террейны, сложенные архейско–среднепалеозойскими метаморфическими породами. 2. Юго-восточный фланг Верхоянского складчато-надвигового пояса и восточный фланг Кулар-Нерского сланцевого пояса, сложенные среднепалеозойско-раннемезозойскими терригенными комплексами пассивной континентальной окраины. 3. Восточный фланг Полоусно-Дебинского пояса, сложенный преимущественно юрскими терригенными комплексами аккреционного клина. Названные ТСЭ перекрыты и интродуцированы магматическими комплексами Охотского сектора Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканно-плутонического пояса, а также Южно-Верхоянского и Главного Колымского плутонических поясов.

Южно-Верхоянский пояс (рис. 2) состоит из протяженной серии даек и группы интрузивных массивов [10, 11, 14, 26, 28, 45]. Возраст пород соответствует интервалу 160 – 90 млн лет [26, 45, 63]. Породы даек варьируют от габбродиоритов и диоритов до гранит-порфиров. Интрузивные массивы сложены преимущественно биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами, представляющими главную фазу внедрения. Ранняя фаза кварцевых диоритов развита незначительно в краевых частях массивов, либо в виде самостоятельных небольших интрузивных тел. Наиболее поздними являются лейкократовые граниты и гранит-порфиры. В возрастном ряду магматических пород, наряду с увеличением общей кремнекислотности от ранних фаз к поздним, отмечается также повышение калиевости

и величины K/Rb отношения [28]. Общей особенностью пород является повышенное содержание Sr [10]. Ранняя фаза диоритового состава характеризуется величиной начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7069\text{--}0,7072$ [45]. По петрогеохимическим и минералогическим особенностям гранитоиды соответствуют I-типу ильменитовой серии [10] и относятся к субщелочному ряду, а по соотношению K_2O и SiO_2 занимают промежуточное положение между породами высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий. Предполагается [45], что Южно-Верхоянский гранитоидный пояс сформировался в связи с палеозойской субдукции.

Гранитоидные массивы Главного Колымского батолитового пояса (рис. 2) локализованы преимущественно в Кулар-Нерском и Иньяли-Дебинском ТСЭ. Формирование пояса связано с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной окраиной САК [45, 48, 72, 74]. Имеющиеся изотопные датировки свидетельствуют о длительном периоде формирования пояса (169 – 70 млн лет; K–Ar, Ar–Ar и Rb–Sr методы) [1, 13, 16, 25, 27, 29, 30, 60, 63]. Отмечается омоложение пород пояса вкрест его простирания с юго-запада на северо-восток и одновременное возрастание калиевости пород в этом же направлении [28, 29].

Пояс представляет собой протяженную цепь различных по размерам гранодиорит-гранитных массивов с максимальной площадью выхода отдельных из них до сотен км². Пространственное положение массивов контролируется крупными структурными швами, продольными по отношению к вмещающим ТСЭ. Массивы, как правило, многофазны, с гомодромной последовательностью внедрения разновозрастных фаз. Зональность массивов выражается в приуроченности более основных разновидностей главной фазы к эндоконтактовым частям массивов. Наряду с гранодиоритами, в краевых частях массивов отмечаются граносиениты, диориты, монзониты, что объясняется процессами гибридизации [45]. Породы поздних фаз внедрения представлены, главным образом, монцогранитами, двуслюдяными гранитами, гранит-порфирами, лейкогранитами. Они слагают как мелкие штоко- и дайкообразные секущие тела внутри гранодиорит-гранитных массивов, так и самостоятельные массивы различной формы и размеров. В последнем случае массивы сопровождаются многочисленными дайками лейкогранитов, аплитов, аляскитов и пегматитов. Апикальные части таких массивов обогащены фтором и интенсивно грейзенизированы [79].



По соотношению кремнезема и суммы щелочей породы Главного пояса в целом охватывают широкий диапазон разновидностей от диоритов и кварцевых диоритов до лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов. Для них характерна повышенная известковистость, что выражается в присутствии, наряду с биотитом, роговой обманки, пересыщенность глиноземом и преимущественно калиевый тип щелочности в завершающих фазах [10, 53]. По петрогеохимическим особенностям гранитоидные образования пояса соответствуют S-типу и переходному I-S-типу, а распределение элементов-примесей аналогично таковому в гранитоидах известково-щелочного ряда [45]. Рассматриваемые породы характеризуются величинами начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения около 0,7060 [69] с различными вариациями. В частности, по данным [17], гранодиорит-гранитный комплекс Главного батолитового пояса характеризуется Rb–Sr изохронами со следующими параметрами: $T = 168 \pm 8$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7092 \pm 0,0013$ (массив Чибгалахский); $T = 169 \pm 4$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7094 \pm 0,0014$ (массив Чалбинский); $T = 160 \pm 7$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7037 \pm 0,0009$ (массив Чьорго); $T = 163 \pm 3$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7081 \pm 0,0011$ (массив Маяк); $T = 160 \pm 7$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7079 \pm 0,0015$ (массив Большой Аннычаг); $T = 164 \pm 1$ млн лет, $I_0^{\text{Sr}} = 0,7081 \pm 0,0003$ (массив Каньон). Согласно данным В.Н. Трунилиной [45], тренды R3Э пород пояса демонстрируют отчетливо выраженный Eu-минимум с вариациями отношения Eu/Eu^* от 0,3 до 0,9. Оловоносными в пределах пояса являются не все массивы, а лишь те, которые были сформированы при участии среднетемператур-

ных маловязких гранитных магм, кристаллизация которых происходила в гипабиссальной обстановке и сопровождалась интенсивными процессами дифференциации и внутрикамерного фракционирования [56] с образованием небольших и средних по размерам массивов [79]. Такие массивы распространены главным образом на юго-восточном и северо-западном флангах пояса.

Хингано-Охотская оловоносная область расположена на территории, в состав которой входят следующие ТСЭ (рис. 1). 1. Цзямусы-Буреинский супертеррейн, сложенный метаморфическими архей-раннепалеозойскими породами. 2. Юго-восточный фланг Монголо-Охотского орогенного пояса, сложенный преимущественно палеозойско-раннемезозойскими кремнисто-вулканогенно-терригенными аккреционными комплексами. 3. Позднеюрско-неокомовый Баджальский орогенный пояс, в составе которого присутствуют как отложения турбидитовых бассейнов (восточная часть пояса), так и океанические кремнисто-вулканогенно-терригенные и карбонатно-терригенные комплексы (западная часть пояса).

Перекрывающие и "сшивающие" комплексы представлены магматическими образованиями мел-раннепалеогенового окраинно-континентального Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (рис. 2). Слагающие пояс вулcano-плутонические ассоциации разделяются на два типа – андезит-гранодиоритовый и риолит-гранитовый [2, 4, 5]. Возраст пород пояса в целом, охватывая интервал 135–55 млн лет [8, 9, 18–20, 38–40, 76, 78], обнаруживает слабо выраженную тенденцию относительного "омоложе-

Рис. 1. Главные мезозойско-кайнозойские тектонические элементы и региональные оловоносные магмато-генно-рудные системы территории восточной окраины России. (Тектоническая основа по [54, 55, 67–70]).

1 – Платформенная часть Северо-Азиатского кратона (САК), Охотский (ОХ) и Омолонский (ОМ) кратонные террейны. 2 – Архейские и протерозойские гранитно-метаморфические комплексы кратона и кратонных террейнов (АС – Алдано-Становой щит). 3 – Позднепалеозойско-раннемезозойские пассивные континентальные окраины (ВС – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, ЧУ – Чукотский орогенный пояс). 4 – Домезозойские континентальные террейны (ЦБ – Цзямусы-Буреинский, ПК – Приколымский, ОВ – Омуревский). 5–8 – Турбидитовые и сланцевые террейны осадочных бассейнов трансформных границ континентальных литосферных плит: 5 – юрские (УЛ – Ульбанский, КН – Кулар-Нерский, ИД – Иньяли-Дебинский, ПО – Полоусный); 6 – раннемеловые (ЖА – Журавлевско-Амурский); 7 – палеоцен-эоценовые; 8 – неогеновые. 9–12 – Террейны аккреционных призм субдукционных границ континентальных литосферных плит: 9 – палеозойские (ГЛ – Галамский); 10 – юрские и раннемеловые (СМ – Самаркинский, БД – Баджальский, ИО – Индигиро-Олойский); 11 – позднемеловые; 12 – олигоцен-миоценовые. 13–15 – Островодужные террейны (аккреционные призмы и вулканические дуги нерасчлененные): 13 – юрские и меловые (АЛ – Алазейский); 14 – позднемеловые; 15 – палеогеновые. 16 – Мезозойско-кайнозойские осадочные впадины нерасчлененные. 17–18 – Синсдвиговые гранитоиды трансформных границ литосферных плит и микроплит: 17 – юрские; 18 – раннемеловые (частично включая начало позднего мела). 19 – Мезозойско-кайнозойские субдукционные вулcano-плутонические пояса. 20 – Мезозойско-кайнозойские вулcano-плутонические пояса трансформных континентальных окраин (калифорнийского типа). 21 – Разломы. 22 – Дунит-клинопироксенитовые зональные массивы. 23 – Границы региональных оловоносных магмато-генно-рудных систем (а – оловоносных областей, б – оловоносных зон).

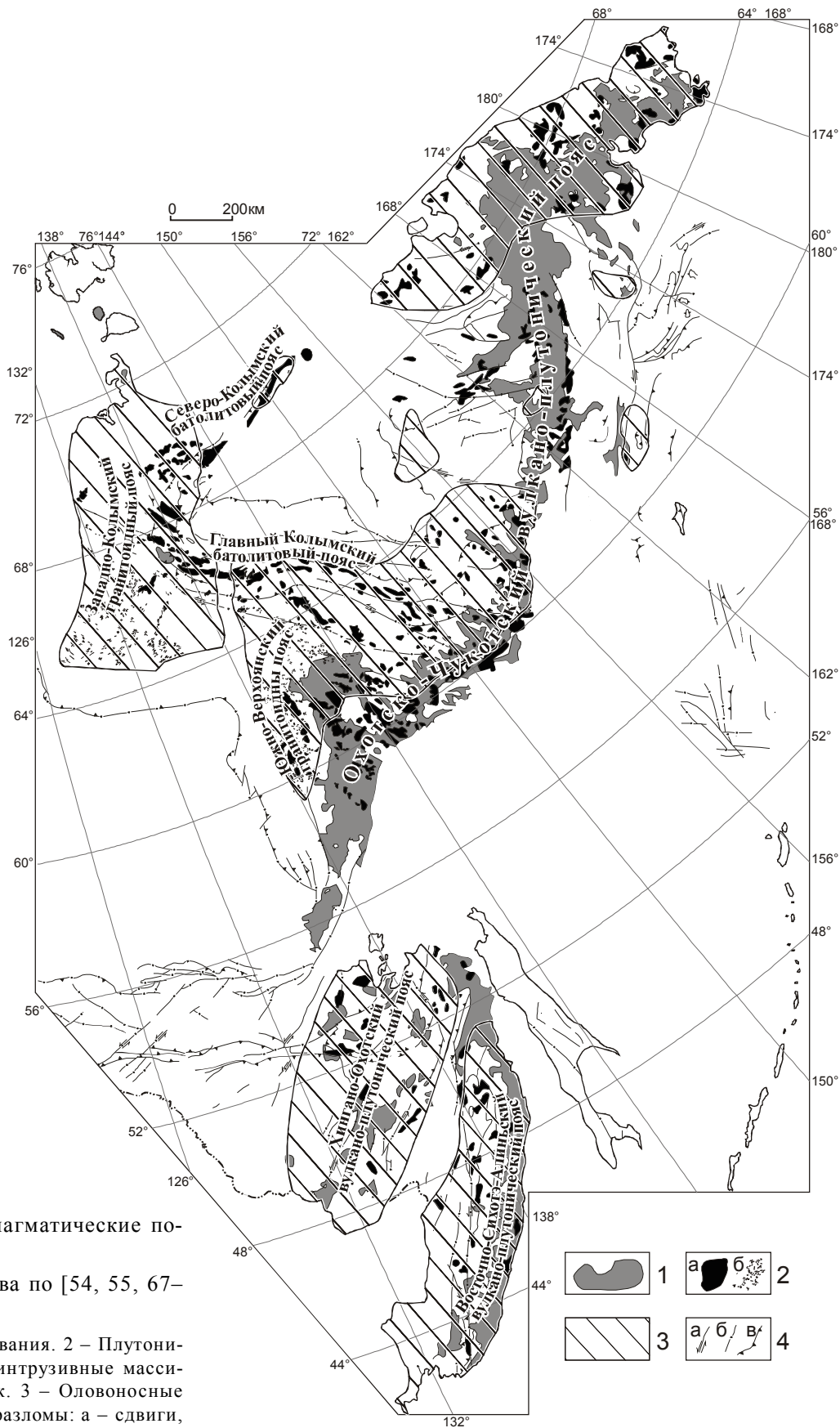


Рис. 2. Оловоносные магматические пояса Востока России.

(Геодинамическая основа по [54, 55, 67–70] с упрощениями).

1 – Вулканические образования. 2 – Плутонические образования: а – интрузивные массивы, б – пояса и поля даек. 3 – Оловоносные территории. 4 – Главные разломы: а – сдвиги, б – нормальные сбросы, в – надвиги.

ния" с юго-востока на северо-запад, т.е. вкrest простирания пояса.

Общей особенностью заключительных фаз вулканоплутонических ассоциаций пояса, представленных гранитами, являются повышенная общая щелочность с калиевым уклоном [12], присутствие среди аксессуариев топаза, монацита, циркона и ильменита, повышенные содержания F, Li и Rb [3]. По своим петрогеохимическим особенностям граниты относятся к переходному I-S типу, тренды РЗЭ демонстрируют [9] отчетливо выраженный Eu минимум.

Геодинамическая природа Хингано-Охотского пояса все еще остается предметом дискуссий. Ранее высказывалось предположение, что Хингано-Охотский пояс в предсенонское время развивался в обстановке активной континентальной окраины андийского типа, которая в послесенонское время сменилась обстановкой коллизии [39]. Позднее У.Дж. Ноклеберг с соавторами [68] предположили, что Хингано-Охотская магматическая дуга сформировалась в результате косо́й субдукции палео-Тихоокеанской плиты под континентальную окраину в раннем мелу. К.Сато с соавторами [78], учитывая сопоставимость начального периода образования магматических комплексов Хингано-Охотского пояса и периода аккреции Киселевско-Маноминского террейна (альб-сеноман), подтвердили модель формирования пояса в результате косо́й субдукции, предположив при этом, что субдуцирующая часть плиты представляла собой задуговой бассейн по примеру современного Андаманского бассейна в дуге Сунда. При интерпретации геодинамической природы Хингано-Охотского пояса важно также учитывать, что все оловорудные районы с крупными месторождениями в пределах пояса закономерно располагаются над зонами максимального градиента мощности земной коры и литосферы, а Баджалский район – еще и над крупным региональным поднятием астеносферы, которое, возможно, является "slab-window" [15, 44].

Многие особенности строения и процесса формирования Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса могут быть удовлетворительно объяснены с учетом реконструируемой в мезокайнозойской эволюции региона геодинамической обстановки трансформной континентальной окраины [54, 55, 62]. В обобщенном виде такая обстановка описывается как обстановка перехода от косо́й субдукции к латеральному скольжению плит друг относительно друга. В результате такого скольжения в ранее субдуцированной части литосферной плиты возникают разрывы ("slab-window"), по которым проникает вещество астеносферной мантии. Механизм развития трансформной континентальной окраины и возникнове-

ния "slab-window" изучен на примере современного взаимодействия плит вдоль западной окраины Северной Америки [59], а также описан в других регионах [49, 54, 55, 62, 65]. С использованием геофизических данных, на примере Северо-Американских Кордильер показано [59], что после прекращения субдукции в пластине субдуцированной литосферы на ее изгибе и вдоль поперечных к континентальной окраине трансформных разломов возникают разрывы ("slab-window"), обеспечивающие доступ глубинного теплового потока и вещества астеносферы в надсубдукционные слои. С этих позиций Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс интерпретируется как ареальная область магматизма, возникшая в обстановке трансформной континентальной окраины с формированием "slab-window" в ее центральной части.

Основание и вмещающая среда *Сихотэ-Алинской оловоносной области* включает следующие ТСЭ (рис. 1). 1. Ханкайский сектор Цзямусы-Буринского супертеррейна, состоящий из метаморфических позднепротерозойско-раннепалеозойских пород. 2. Самаркинская зона Баджалского орогенного пояса, сложенная юрским аккреционным комплексом. 3. Северо-западный фланг Хонсю-Сихотэ-Алинского орогенного пояса, включающий как кремнисто-вулканогенно-терригенные образования аккреционного клина (Таухинский террейн), так и мощный комплекс юрско-раннемеловых турбидитов (южный фланг Журавлевско-Амурского террейна).

Названные ТСЭ перекрыты и интродуцированы магматическими комплексами окраинно-континентального мел-раннепалеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (рис. 2), характеризующегося сложной и длительной историей формирования. Он представляет собой широкую полосу развития мел-палеогеновых плутонических, вулканоплутонических и вулканических ассоциаций, распространенных вдоль Сихотэ-Алинской континентальной окраины. Период его формирования охватывает время от альба до позднего палеогена. В некоторых работах единая структура пояса разбивается на два самостоятельных элемента (пояса) – плутонический в западной части и вулканический в восточной [46]. Пояс обладает также определенными элементами поперечной зональности [4, 6, 52, 62 и др.]. Наиболее отчетливо выделяется северный сектор пояса, обладающий специфическим строением и металлогенией [15] с преимущественным развитием золотой и золото-серебряной минерализации с признаками медно-молибден-порфировой.

По геофизическим данным [15], северный сектор пояса располагается над литосферой с понижен-

ной мощностью и контрастным повышением скорости сейсмических волн в подошве литосферы. Центральный и южный секторы пояса характеризуются повышенной мощностью земной коры с наличием серии глубинных зон разуплотнения [42]. Именно в пределах центрального и южного секторов пояса сконцентрирована подавляющая часть проявлений оловянной минерализации Сихотэ-Алинской оловянной области.

Возраст вулканических пород пояса охватывает интервал 105–40 млн лет. Начальное отношение изотопов Sr в вулканитах колеблется от 0,7039 до 0,7078 [46]. Комагматичные вулканитам интрузивные породы образуют несколько магматических комплексов, из которых оловяносными являются гранодиорит-гранитный и диорит-гранодиоритовый. Первый характеризуется возрастом 98–65 млн лет и тяготеет к западной, перивулканической зоне пояса. Величина начального отношения изотопов Sr варьирует от 0,7049 до 0,7098 [7, 38–40]. Породы относятся преимущественно к I-типу или переходному I-S типу. Диорит-гранодиоритовый комплекс развит главным образом в центральной и восточной зонах пояса. Возраст пород составляет от 97 до 50 млн лет. Величина начального отношения изотопов Sr варьирует от 0,7045 до 0,7105 [38–40]. Породы относятся к переходному I-S-типу.

Геодинамическая история Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса включает несколько этапов. В течение неоком-раннесеноманского этапа в обстановке трансформной континентальной окраины формируются щелочные, известково-щелочные и латит-шошонитовые вулcano-плутонические серии и плутоническая серия гранитоидов "пестрого" состава [55]. Позднесеноманский–раннепалеоценовый этап характеризуется формированием известково-щелочных и шошонитовых вулcano-плутонических серий в обстановке активной континентальной окраины в связи с зоной субдукции. С плутоническими фазами вулcano-плутонических ассоциаций этого этапа, развитых преимущественно в тыловой и промежуточной продольных зонах пояса, связано основное количество оловопроявлений Сихотэ-Алиния. Заключительный (поздний палеоцено-миоценовый) этап развития пояса характеризуется проявлением контрастной серии вулканитов, сформировавшихся в обстановке внутриплитного рифтогенеза [55].

Яно-Индибирская оловяносная область расположена в зоне сочленения центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса, сложенного среднепалеозойско–раннемезозойскими терригенными комплексами пассивной континентальной окраины,

и западного фланга Полоусно-Дебинского пояса, сложенного преимущественно юрскими терригенными аккреционными комплексами (рис. 1). В отличие от других оловяносных областей Востока России, в пределах этой области на поверхности не фиксируются метаморфические образования, которые могли бы считаться принадлежащими кратонным террейнам. Однако следует учитывать два обстоятельства. Во-первых, южный фланг Яно-Индибирской металлогенической области расположен в непосредственной близости от северной границы Сибирской платформы, представляющей собой часть САК. Во-вторых, структура центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (Бараинский антиклинорий) представляет собой дуплекс с пассивной кровлей и неглубоким залеганием раннепалеозойских метаморфизованных карбонатных и терригенно-вулканогенных отложений [45]. Магматические образования, развитые в пределах области, относятся к западным флангам Главного Колымского и Северо-Колымского батолитовых поясов и Западно-Колымского гранитоидного пояса (рис. 2).

Северо-Колымский батолитовый пояс объединяет серию позднемезозойских гранодиорит-гранитных плутонов, возрастной интервал формирования которых оценивается в 150–90 млн лет [10, 27, 29, 45, 63, 72]. Намечается уменьшение возраста пород в направлении с юго-востока на северо-запад, т.е. вкrest простираения пояса. Породы варьируют по составу от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов и лейкогранитов. Тоналиты, гранодиориты и двуслюдяные граниты являются наиболее распространенными типами пород [58]. Более основные разности (диориты, кварцевые диориты) слагают краевые части плутонов или самостоятельные интрузивные тела, представляющие раннюю фазу внедрения [45]. Аплитовидные граниты заключительных фаз часто слагают апикальные части массивов, основной объем которых представлен гранодиоритами (адамеллитами) и амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами главной фазы.

Общей особенностью пород является повышенная щелочность с монцонитоидным уклоном [48]. Гранитоиды относятся к I-типу или к переходному I-S-типу преимущественно ильменитовой серии [10, 79]. Тренды R3Э характеризуются слабо выраженным Eu минимумом или его отсутствием [45]. Предполагается [45, 63], что Северо-Колымский батолитовый пояс сформировался в условиях растяжения в связи с палеозоной субдукции.

Выделяемый автором Западно-Колымский гранитоидный пояс объединяет серию выделявшихся ранее так называемых "поперечных рядов гранитоид-

дов" (Дербек-Нельгесинский, Тирехтяхский, Геридичанский и др.), секущих структуры Верхоянского и Верхояно-Колымского орогенных сооружений. Возраст пород варьирует от 150 до 70 млн лет [29, 63, 79]. Наряду с гранитоидными массивами различной формы и размеров, широко распространены дайки различного состава, в том числе субвулканические, группирующиеся в протяженные пояса, ареалы. Породы обладают нормальной или слегка повышенной щелочностью с калиевым уклоном, высокой глиноземистостью и принадлежат известково-щелочной магматической серии. По своим петрогеохимическим особенностям и характеру распределения РЗЭ породы соответствуют I-типу без четкой выраженности Eu-минимума [45]. Начальное отношение изотопов Sr варьирует от 0,704 до 0,710 [29, 79].

Обобщая вышесказанное, можно отметить, что подстилающая и вмещающая среда каждой из выделенных региональных оловоносных магматогенно-рудных систем в ранге "оловоносная область" представлена определенным, повторяющимся от объекта к объекту сочетанием геодинамических элементов следующих типов (рис. 3): 1) террейны кратонов и/или метаморфизованных континентальных окраин, сложенные ранне-среднепалеозойскими и более древними метаморфическими породами; 2) террейны аккреционных призм и/или субдукционных зон, сложенные преимущественно кремнисто-вулканогенно-терригенными комплексами позднепалеозойско-раннемезозойского возраста; 3) террейны пассивных континентальных окраин, сложенные преимущественно мезозойскими турбидитовыми комплексами; 4) мезозойско-кайнозойские плутонические и вулканоплутонические пояса с известково-щелочным типом магматизма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установленная в результате металлогенического и геодинамического анализа связь положения оловоносных областей с определенными комбинациями ТСЭ подчеркивается закономерной приуроченностью месторождений олова рассматриваемой территории к соответствующим геодинамическим элементам (рис. 4, 5). Объяснение этой закономерности заключается в том, что важным условием, необходимым для возникновения крупных концентраций олова, является наличие мощной континентальной коры. "Рост" континентальной коры обеспечивается коллизионными и аккреционными процессами, протекающими в геодинамических обстановках конвергентных границ литосферных плит. В результате этих процессов происходит максимальное вовлечение вещества континентальной коры в магмо-тектоничес-

кие события. Последние, проявляясь на более поздних стадиях геодинамической эволюции данного сегмента земной коры, приводят к проявлению второго условия, необходимого для возникновения крупных концентраций олова, а именно – формированию плутонических и вулканоплутонических поясов с известково-щелочным типом магматизма. Развитие таких поясов возможно как в конвергентных (зоны коллизии, активные континентальные окраины), так и дивергентных (внутриплитный рифтогенез) обстановках [61].

Одним из геодинамических процессов, приводящих к "росту" континентальной коры и интенсивному вовлечению ее в магмо-тектонические события, является коллизионное сближение двух континентальных блоков с поддвижением одного под другой. В результате суммарная мощность континентальной коры существенно увеличивается и возникают условия, благоприятные для выплавления в пододвинутом блоке анатектических гранитов S-типа. Вышележащий блок в результате коллизии деформируется с образованием линейного складчато-надвигового пояса. Примером оловоносных магматических поясов, возникших в обстановке коллизии, является Малайзийский коллизионный пояс [61]. В пределах Востока России к таковым относится Главный Колымский батолитовый пояс, формирование которого связывается с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном [45]. Согласно работам [21, 45, 57], в результате трения вдоль зон крупномасштабных субгоризонтальных надвигов выделяется большое количество тепла, достаточное для селективного плавления вовлеченных в процесс коллизии породных комплексов. Подплавленный материал нагнетался перед фронтом поддвигаемой плиты и выжимался под давлением в верхние структурные этажи, обуславливая формирование гранитов S-типа. Этой модели хорошо соответствуют изменения возраста пород Главного Колымского батолитового пояса вкрест его простираения с проявлением все более молодых и более калиевых разностей по мере удаления от фронта коллизии [28]. Согласно расчетам [58], мощность слоя подплавленных пород могла достигать 8–9 км, а глубина магмогенерации, при условии исходного содержания в породах воды около 1%, должна была составлять 25–30 км [45], что соответствует рассчитанной по петрохимическим параметрам [79] глубине зарождения инициальных магматических очагов для гранодиорит-гранитных интрузивов рассматриваемого пояса.

В обстановке активной окраины "рост" континентальной коры обеспечивается процессами тектонического взаимодействия океанической и континен-

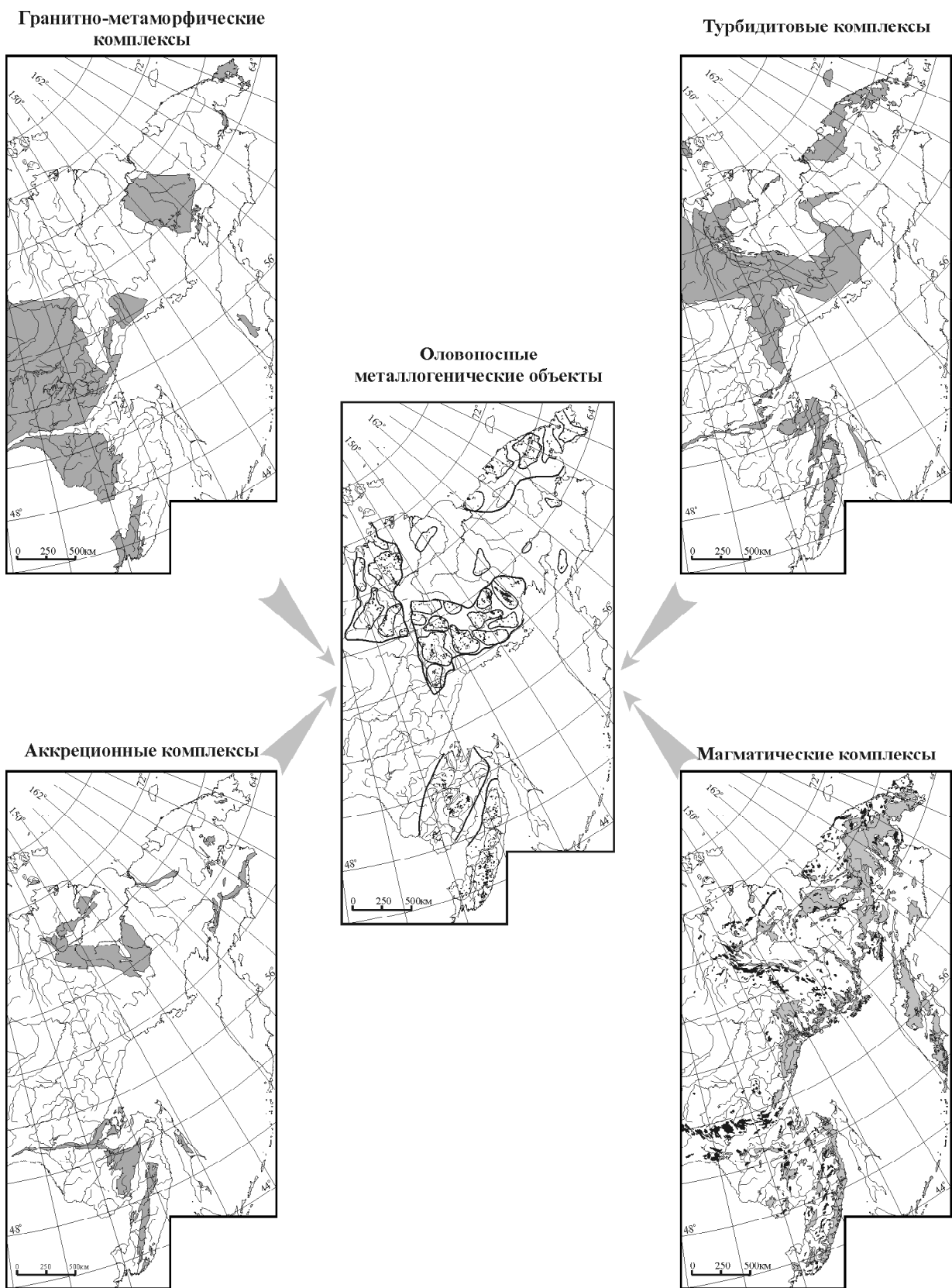


Рис. 3. Сочетание различных по генезису породных комплексов, благоприятное для локализации региональных оловоносных металлогенических объектов.

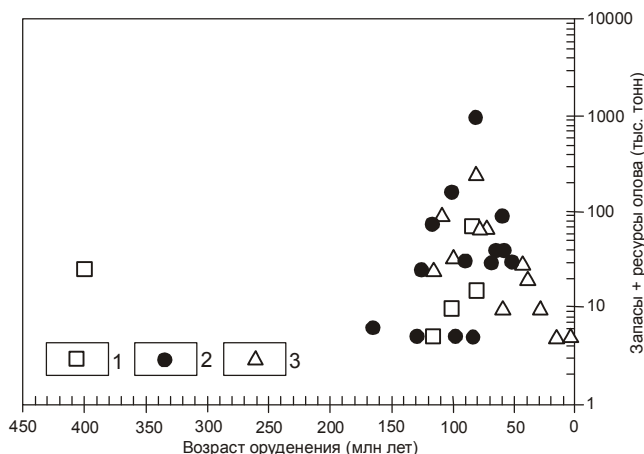


Рис. 4. Запасы (добытые и подсчитанные) и ресурсы олова в разновозрастных месторождениях Востока России, приуроченных к различным геодинамическим элементам.

1 – кратон; 2 – пассивная окраина; 3 – активная окраина.

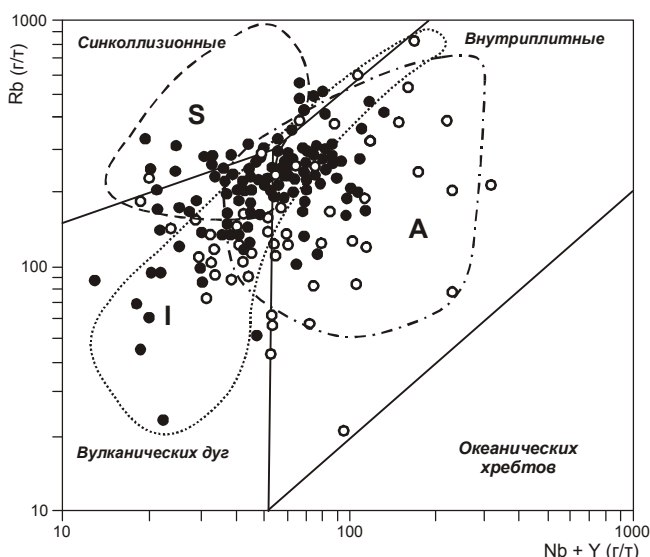


Рис. 5. Диаграмма тектонических условий формирования оловоносных магматических комплексов Верхояно-Чукотской (белые кружки) и Хингано-Сихотэ-Алинской (черные кружки) провинций (построено с использованием анализов из работ [9, 45]).

тальной плит. Такое взаимодействие может проявляться как в виде фронтального сближения плит с развитием зон субдукции и формированием аккреционных призм, сопровождающимся явлениями андерплейтинга, так и в виде латерального "проскальзывания" плит друг относительно друга с развитием обстановки трансформных границ литосферных плит. В качестве промежуточного варианта может рассматриваться тангенциальная субдукция, сочетающая в

себе элементы как фронтального, так и латерального взаимодействия плит. В обстановке трансформной окраины взаимодействие океанической и континентальной плит проявляется в виде горизонтального синсдвигового сжатия эпиокеанических турбидитовых комплексов и комплексов аккреционных призм. В результате такого взаимодействия могут формироваться гигантские S-образные складки с вертикальным шарниром, примером чему служит Журавлевско-Амурский террейн на юге Дальнего Востока [54].

Генетическая модель формирования оловянных месторождений над зоной субдукции (активная окраина андийского типа) предложена в работах [66, 71] на примере Боливийских Анд. Согласно этой модели, генезис месторождений олова связывается с предшествующей сегрегацией фтора из апатита на больших глубинах в результате парциального плавления в безводных условиях при температуре свыше 1600°C габброидного материала погружающейся вдоль зоны субдукции океанической плиты и вещества верхней мантии. Высвобождающийся в этом процессе фтор мигрирует в вышележащие горизонты, где вступает в реакцию с рассеянным в осадочных и метаморфических алюмосиликатных породах оловом с образованием летучего соединения SnF_4 . Вместе с известково-щелочными магмами, выплавленными из вещества надсубдукционной части континентальной плиты и аккреционной призмы под воздействием глубинного теплового потока, стимулированного зоной субдукции, четырехфтористое олово транспортируется на верхние горизонты коры, где в результате реакции SnF_4 с H_2O из него образуются SnO_2 (касситерит) и HF. Разложение HF приводит либо к улетучиванию фтора, либо к образованию входящего в состав оловянных руд флюорита вследствие реакции HF с Ca-содержащими силикатами. В пределах территории Востока России данная модель применима к объяснению с плейтктонических позиций генезиса оловянных месторождений, ассоциирующихся с сеноман-маастрихтским этапом развития Южно-Верхоянского и Охотско-Чукотского магматических поясов, а также поздне-сеноман-раннепалеоценовым этапом развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса.

В обстановке трансформной окраины (активная континентальная окраина калифорнийского типа) поступление глубинного вещества в сферу рудоотложения обеспечивается за счет "slab-window", развивающегося при латеральном взаимном перемещении плит. На примере Хингано-Охотской оловоносной области это подтверждается геофизическими данными [15, 43, 44, 76].

Согласно [64], важным индикатором специфики процессов магматической дифференциации оловоносных гранитоидов являются вариации соотношения в них содержаний Sn и TiO₂. Анализ соотношения этих параметров в оловоносных магматических комплексах юга Дальнего Востока (рис. 6) показал, что поле фигуративных точек надсубдукционного новгородского комплекса (Кавалеровский район) в координатах Sn–TiO₂ практически полностью совпадает с областью, соответствующей по этим параметрам составу верхней коры. Это может свидетельствовать о формировании рассматриваемого магматического комплекса, главным образом, за счет плавления верхнекорового материала. В то же время, тренды дифференциации для урмийского (Баджалский район), силинского (Комсомольский район) и обманийского (Хинганский район) комплексов не демонстрируют такой отчетливой связи с коровыми источниками. Особенно наглядно это проявляется для Урмийского комплекса (рис. 6), эволюционный тренд которого дает основание предполагать существенное участие мантийного материала при формировании оловоносных гранитоидов в обстановке трансформной окраины.

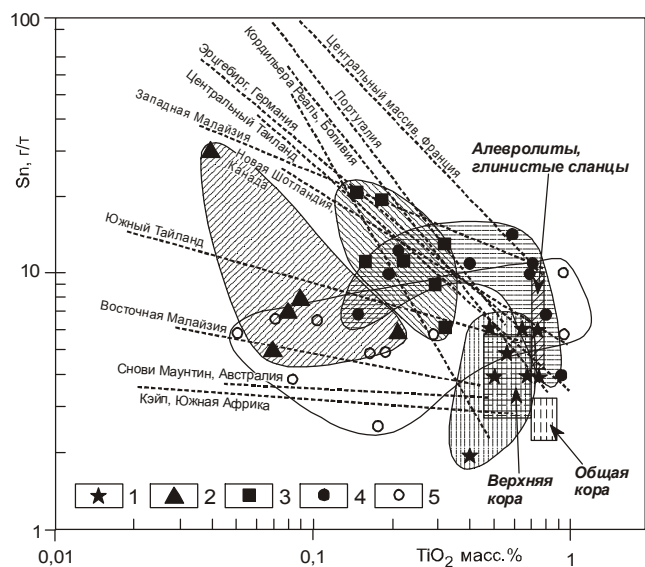


Рис. 6. Соотношение TiO₂ и Sn в оловоносных магматических комплексах Востока России (составлено с использованием данных из работы [9]).

1 – новгородский комплекс (Кавалеровский район); 2 – урмийский комплекс (Баджалский район); 3 – обманийский комплекс (Хинганский район); 4 – силинский комплекс (Комсомольский район) 5 – дуссе-алинский комплекс (Дуссе-Алинский район). Линиями показаны соответствующие тренды дифференциации оловоносных магматических комплексов разных районов мира из работы [64].

Сопоставление оловорудных месторождений, формировавшихся в обстановке трансформной окраины (месторождения Хингано-Охотской области) с аналогичными объектами, связанными с зоной субдукции (месторождения Сихотэ-Алинской области), демонстрирует их заметные различия как по минеральному составу руд, так и по некоторым изотопно-петрогеохимическим характеристикам ассоциирующих магматических образований. В частности, руды месторождений олова Хингано-Охотской области по сравнению с Сихотэ-Алинскими объектами отличаются существенным участием в их составе минералов фтора и бора с образованием оловоносных топазовых грейзенов (месторождение Правурмийское), флюорит-касситеритовых руд (Хинганский, Ям-Алинский районы), мощных и протяженных зон оловоносных турмалиновых метасоматитов (Комсомольский, Баджалский, Кумусун-Нимеленский районы).

Соотношение фтора и олова в ассоциирующих с оловорудными месторождениями магматических породах характеризуется преимущественно прямой корреляционной зависимостью (рис. 7), на общем фоне которой отмечаются определенные вариации,

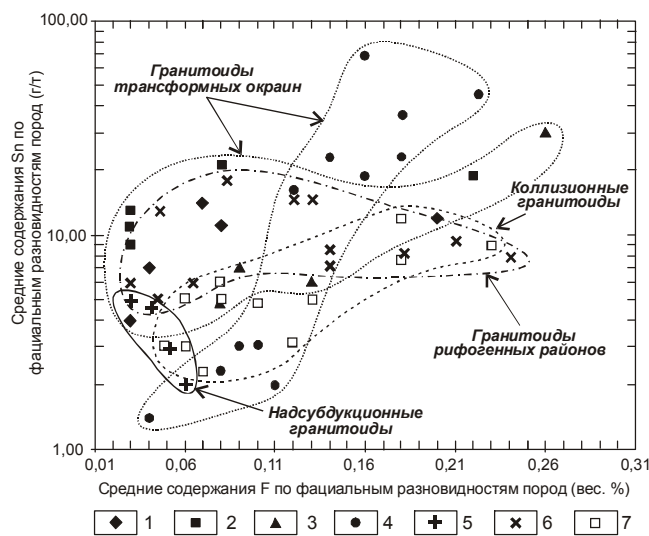


Рис. 7. Соотношение фтора и олова в оловоносных гранитоидах различных геодинамических обстановок (построено с использованием данных из работ [9, 22, 48]).

1 – силинский комплекс, Комсомольский район; 2 – обманийский комплекс, Хинганский район; 3 – урмийский комплекс, Баджалский район; 4 – диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, Адыча-Чаркынский район; 5 – новгородский комплекс, Кавалеровский район; 6 – омсукчанский комплекс, Омсукчанский район; 7 – гранодиорит-гранитный комплекс, западная часть Главного Колымского батолитового пояса.

подчеркивающие различия геодинамических обстановок формирования различных объектов. Так, для оловоносных гранитоидов Хингано-Охотской области, формировавшихся в обстановке трансформной окраины (Комсомольский, Хинганский, Баджалский оловорудные районы) характерно возрастание содержаний олова по мере роста их фтороносности. Аналогичные закономерности устанавливаются для Дербек-Нельгесинского диорит-гранодиорит-гранитного оловоносного комплекса, входящего в состав Западно-Колымского магматического пояса. Развитый в пределах Адыча-Чаркынского района гранодиорит-гранитный оловоносный комплекс, представляющий часть коллизионного Главного Колымского батолитового пояса, характеризуется аналогичными соотношениями Sn и F. Однако, по сравнению с оловоносными гранитоидами трансформных окраин, в коллизионных гранитоидах тем же содержаниям фтора соответствуют значительно более низкие содержания олова. В надсубдукционных оловоносных гранитоидах, в качестве которого здесь рассматривается новогорский комплекс Кавалеровского района, соотношение фтора и олова обратно пропорциональное. Отсутствие какой-либо зависимости между содержаниями этих двух элементов отмечается для оловоносных гранитоидов

Омсукчанского района, формирование которого, согласно И.Н.Томсону [47], происходило в рифтогенной обстановке.

Содержание бора и олова в оловоносных гранитоидах трансформных окраин также характеризуется прямой зависимостью (рис. 8). Для коллизионных оловоносных гранитоидов не отмечается корреляции между содержаниями B и Sn, а в надсубдукционных оловоносных магматических породах наблюдается слабо выраженная обратная зависимость между ними. Обращает на себя внимание четко выраженная прямая корреляция между бором и оловом в рифтогенном омсукчанском комплексе.

Различия между оловоносными гранитоидами, формировавшимися в различных геодинамических обстановках, отмечаются также и по соотношениям изотопов стронция в них (рис. 9). Хотя в большинстве своем оловоносные гранитоиды Востока России по этому параметру соответствуют области смешения корового и мантийного материала, однако те из них, которые связаны с трансформными границами литосферных плит, характеризуются в целом значительно большей долей мантийного вещества в их составе по сравнению с надсубдукционными оловоносными гранитоидами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ позволяет заключить, что региональные закономерности локализации оловянного оруденения определяются двумя главными факторами: 1) благоприятной вмещающей средой, возни-

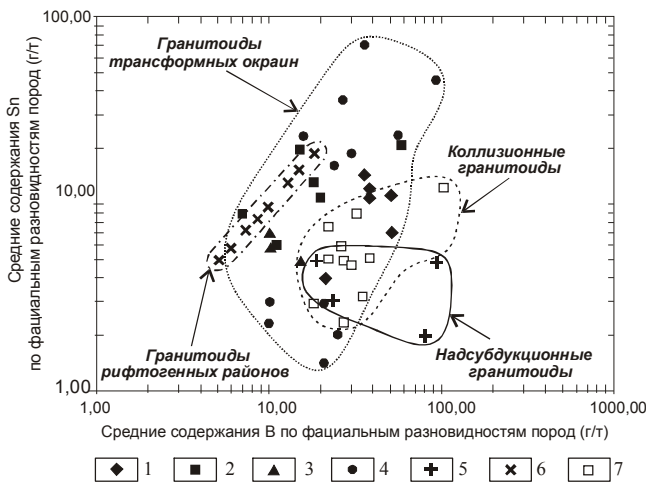


Рис. 8. Соотношение бора и олова в оловоносных гранитоидах различных геодинамических обстановок (построено с использованием данных из работ [9, 22, 48]).

1 – силинский комплекс, Комсомольский район; 2 – обманийский комплекс, Хинганский район; 3 – урмийский комплекс, Баджалский район; 4 – диорит-гранодиорит-гранитный комплекс, Адыча-Чаркынский район; 5 – новогорский комплекс, Кавалеровский район; 6 – омсукчанский комплекс, Омсукчанский район; 7 – гранодиорит-гранитный комплекс, западная часть Главного Колымского батолитового пояса.



Рис. 9. Положение изотопного состава Sr оловоносных магматических комплексов Востока России в модели эволюции Sr изотопной системы Земли (При составлении диаграммы использованы данные из работ [12, 16, 19, 20, 28, 33, 38, 39, 76]).

1 – Чукотская область; 2 – Яно-Индигорская область; 3 – Колымская область; 4 – Сихотэ-Алинская область; 5 – Хингано-Охотская область.

кающей в областях сочленения трех типов тектоно-стратиграфических элементов, сложенных метаморфическими комплексами, турбидитовыми комплексами континентального склона и его подножия и аккреционными комплексами со значительным участием океанических пород; 2) наличием оловоносных магматических поясов, формирующихся в геодинамических обстановках коллизии, активной континентальной окраины (андийского и калифорнийского типов) и внутриплитного континентального рифтогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Бахарев А.Г., Лейер П.У., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Минералогические особенности и возраст магматических образований Неждановского золоторудного узла // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 209–210.
- Болотников А.Ф., Кравченко Н.С. Петрогенезис поздне-мезозойских вулканоплутонических ассоциаций Приамурья // Вулканические и вулканоплутонические комплексы Востока Азии. Владивосток: ДВО АН СССР, 1976. С. 24–35.
- Брусницын А.И., Попова А.И., Смоленский В.В. Находки гранитов Li–F типа в Верхнеурмийском рудном узле // Изв. вузов. Геология и разведка, 1993. № 6. С. 150–157.
- Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Геология оловорудных месторождений СССР. М.: Недра, 1986. Т. 1–2. 332 с.
- Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 236 с.
- Гладков Н.Г. Верхнемеловые и палеогеновые вольфрамоносные и оловоносные магматические ассоциации западной части Кавалеровского района // Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. С. 202–232.
- Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Ишихара С., Гоневчук Г.А. Возраст оловоносных грейзенов Приамурья и некоторые вопросы генезиса оловянной минерализации (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 4. С. 326–335.
- Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. Гранитоиды Южного Верхоянья. М.: Наука, 1970. 216 с.
- Дудкин Д.В., Козлов В.Д., Мамитко В.Р., Пахольченко Ю.А., Плюснин Г.С., Посохов В.Ф., Сандмирова Г.П. Первые Rb–Sr даты для гранитоидов Иультинского рудного района Чукотки // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 4. С. 967–971.
- Загружина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 280 с.
- Индолев Л.Н. Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклинали // Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М.: Наука, 1965. С.5–85.
- Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Родионов С.М., Романовский Н.П., Троян В.Б., Гу Фэн, Дуан Жуйянь. Глубинное строение и металлогения золота и олова юга Дальнего Востока России и северо-востока Китая (сравнительный анализ) // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. CD-ROM.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Эндеогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным // Новые данные по геологии и металлогении Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 84–95.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Кривовичев В.Г., Брусницын А.И., Зайцев А.Н. Абсолютный возраст и геохимические особенности гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье, Дальний Восток) // Геохимия. 1996. №2. С. 106–111.
- Крымский Р.Ш., Гавриленко В.В., Беляцкий Б.К., Смоленский В.В., Левский Л.И. Возраст и генезис W–Sn минерализации Верхнеурмийского рудного поля (Приамурье) по Sm–Nd и Rb–Sr изотопным данным // Петрология. 1997. Т. 5. С. 552–560.
- Лебедев В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Геохронология вулканоплутонического комплекса Верхнеурмийского рудного поля (Хабаровский край, Россия): данные K–Ar, ³⁹Ar–⁴⁰Ar и Rb–Sr изотопных методов // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 4. С. 362–371.
- Лобковский Л.И. Геодинамика зон спердинга, субдукции и двухарусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1972. 360 с.
- Макеев Б.В., Политов В.К. Закономерности размещения оловорудных месторождений в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геология руд. месторождений. 1972. № 3. С. 19–30.
- Макеев Б.В. Связь оловянной минерализации с тектономагматической эволюцией Северо-Востока СССР в позднем мезозое // Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1983. С. 76–83.
- Ненашев Н.И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М.: Наука, 1965. 168 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И., Шилин А.И. Геохронология и некоторые вопросы петрогенеза мезо-кайнозойского магматизма Южно-Верхоянского синклинали // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 163–170.
- Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблемы генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 176 с.

30. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок ⁴⁰Ar/³⁹Ar и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ, 2000. С. 181–205.
31. Парфенов Л.М. Континентальные границы и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
32. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. № 6. С. 32–43.
33. Плюснин Г.С., Захаров М.Н., Кравцова Р.Г. Rb–Sr возраст рудоносных лейкогранитов Балыгычано-Сугойской депрессии // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 5. С. 1196–1199.
34. Родионов С.М., Натальин Б.А. Геодинамические обстановки нахождения месторождений порфирового типа // Оруденение порфирового типа на Дальнем Востоке. Владивосток: Изд-во ДВНЦ СО АН СССР, 1988. С. 46–64.
35. Родионов С.М. Оловоносные магмато-генно-рудные системы Дальнего Востока – типы, иерархия, перспективы // Тихоокеан. геология. 1992. № 3. С. 26–35.
36. Родионов С.М. Геодинамика и эволюция оловоносных рудно-магматических систем Востока России // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: ИГ СО РАН, 1998. С. 367–369.
37. Родионов С.М. Геодинамическое положение и литологический контроль оловянной минерализации Востока России // Структура и эволюция Востока Азии: II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С. 58–85.
38. Родионов С.М. Тектоническая и петрогеохимическая эволюция оловоносных рудно-магматических систем в складчатых поясах Дальнего Востока России // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV Тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2001 г.). М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 148–150.
39. Родионов С.М. Особенности эволюции оловоносных магматических комплексов // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока. Материалы пятого Дальневосточного регионального петрографического совещания. Хабаровск, 30 октября – 2 ноября 2001 г. Хабаровск, 2001. С. 87–89.
40. Родионов С.М. Петрогеохимическая эволюция оловоносных рудно-магматических систем Востока России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения (23–25 января 2001 г., Хабаровск). Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 225–238.
41. Родионов С.М., Горячев Н.А. Металлогения олова Востока России // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО "Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А.Билибина" (Магадан, 16–18 мая 2001 г.): Магадан, СВКНИИ, 2001. Т. 2. С. 74–76.
42. Романовский Н.П. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии, их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 26–32.
43. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.А. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // 1992. № 2. С. 66–78.
44. Романовский Н.П., Гу Фэн, Малышев Ю.Ф., Родионов С.М., Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Дуань Жуйянь. Глубинное строение и металлогения золота юга Дальнего Востока России и северо-востока Китая: Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО "Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А.Билибина" (Магадан, 16–18 мая 2001 г.): Магадан: СВКНИИ, 2001. Т. 1. С. 73–75.
45. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин (отв. ред.) М: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.
46. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм / А.Д. Щеглов – ред. М.: Наука, 1991. 264 с.
47. Томсон И.Н. Рудные районы рифтогенных металлогенических зон фанерозоя // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 214–229.
48. Трунилина В.А. Геология и рудоносность раннемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.
49. Тычков С.А., Владимиров А.Г. Модель отрыва субдцированной океанической литосферы в зоне Индо-Евразийской коллизии // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 238–241.
50. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чукотская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 284 с.
51. Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и проблемы вулканоплутонических ассоциаций // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 161–182.
52. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов П.Г., Баскина В.А., Волчанская И.К., Дежин Ю.П., Кравцов В.С., Фрих-Хар Д.И. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
53. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
54. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
55. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
56. Шкодзинский В.С. Генезис рудообразующих гидротерм в свете анализа количественных моделей кислых магм // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 27–37.
57. Шкодзинский В.С. Эволюция кислых магм и генезис рудоносных гидротерм // Вопросы магматизма и оруденения Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 5–21.
58. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.

59. Benz N.M., Zandt C., Oppenheimer D.H. Lithospheric structure of Northern California from teleseismic images of the upper mantle // *Journal of Geophysical Research*. 1992. V. 97, № B4. P. 4791–4807.
60. Hackett D.J., Layer P.W., Fujita K., Parfenov L.M. Geochronology of granite in the Cherski Range, Yakutia, and implication for accretion of terranes to the Siberian craton. Menlo Park: Eos (American Geophysical Union Transaction), 1992. V. 73. P. 652.
61. Hutchison C.S. The tin metallogenic provinces of South-East Asia and China: A Gondwanland inheritance // *Geology of tin deposits in Asia and the Pacific. Selected papers from the Int. Symp. On the Geology of Tin Deposits. October 26–30, 1984, China*. Berlin: Springer-Verlag, 1985. P. 225–234.
62. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 2001. V. 55. P. 275–291.
63. Layer P.M., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutiya, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. P. 167–170.
64. Lehmann B. Metallogeny of tin. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 1990. 210 p.
65. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // *The Island Arcs*. 1997. N 6. P.91–120.
66. Mitchell A.N.G., Garson M.S. Relationship of porphyry copper Circum-Pacific tin deposits to Paleo Benioff zones // *Trans. Inst. Min. and Metall.* 1972. Sect. B. V. 81. P. 10–25.
67. Nockleberg W., Parfenov L.M., Khanchuk A.I. Circum-North Pacific Tectonic-Stratigraphic Terrane Map. US GS Open File Report 97-513-A, 1997.
68. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. USGS Open-file report 98-754, 1998. 125 p.
69. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese Ch.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. U.S.Geological Survey Professional Paper 1626, 2000. 122 p.
70. Obolenskiy A.A., Rodionov S.M., Parfenov L.M., Kuzmin M.I., Distanov E.G., Sotnikov V.I., Seminskiy Zh.V., Spiridonov A.M., Stepanov V.A., Khanchuk A.I., Nokleberg W.J., Tomurtogoo O., Dejidmaa G., Yan H., Fengyue S., Hwang D.H., Ogasawara M. Metallogenic belt map of Northeast Asia // *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century/A.Piestrzynski et al. (eds.)/ Swets and Zeitlinger Publishers, Lisse, 2001. P. 1133–1135.*
71. Oyarzun J.M., Frutos J.J. Porphyry copper and tin-bearing porphyries: a discussion of genetic models // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1975. V. 9, N 3. P. 259–263.
72. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. V. 139. P. 319–342.
73. Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analyses and accretion in North-East Asia. *The Island Arc*. 1993. V. 3. P. 35–54.
74. Parfenov L.M. Accretionary history of northeast Asia // 1992 Proc. of Intern. Conf. on Arctic margins. Anchorage (Alaska). 1994. P. 183–188.
75. Rodionov S.M. General features of tin provinces of Russian Far East. // CD-Rom: 31st International Geological Congress, Rio-de-Janeiro, Brazil, August 6-17, 2000. Abstract Volume.
76. Rodionov S.M. Tin metallogeny of the Russian Far East. // *Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries*. Moscow, IMGRE, 2000. P. 234–262.
77. Rodionov S.M., Khanchuk A.I. Mesozoic and Cenozoic metallogeny and geodynamics of Russian Far East // *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century/A.Piestrzynski et al. (eds.) / Swets and Zeitlinger Publishers, Lisse, 2001. P. 1137–1140.*
78. Sato K., Vrublevsky A.A., Rodionov S.M., Romanovsky N.P., Nedachi M. Mid-Cretaceous episodic magmatism and tin mineralization in Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt, Far East Russia // *Resource Geology*. 2002. V. 52. N 1. P. 1–14.
79. Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Rojev S.P., Ivanov P.O. Ore-bearing granitic complexes of the Eastern Yakutiya // *Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries*. Moscow, IMGRE, 2000. P. 295–314.

S.M. Rodionov

The geodynamics and metallogeny of tin in Eastern Russia

Regional tin-bearing magmatogenic-ore systems in Eastern Russia were formed in the junction areas of genetically different tectono-stratigraphic divisions in a geodynamic environment of collision, active continental margin of Andean and Californian type, and intraplate continental rifting. The spatial position of the local tin-bearing magmatogenic-ore systems is controlled by focal magmatogenic structures.

**ТИПЫ СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИХ МЕЗОЗОИД
(геология, минералогия, генезис, металлогения)**

Г.Н. Гамянин, Н.А. Горячев¹, Н.С. Бортников², Е.Ю. Аникина²

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

¹*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г.Магадан;*

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г.Москва*

Территория Верхояно-Колымских мезозоид является крупной сереброносной провинцией, в пределах которой развиты разнообразные типы оруденения: эпиптермальное серебро-сурьмяное, вулканогенное сереброносное колчеданно-барит-полиметаллическое, серебро-полисульфидно-оловянное, серебро-редкометалльное и серебро-свинцово-цинковое. В истории геологического развития региона установлена определенная последовательность формирования различных типов серебряного оруденения. Наиболее ранним является сереброносное барит-колчеданно-полиметаллическое оруденение, связанное с вулканическими дугами. Оно представлено динамометаморфизованными месторождениями типа Куроко и имеет позднеюрский (около 150 млн лет) возраст. Серебро-полисульфидно-оловянное оруденение образовано в период аккреции и связано с функционированием гранитоидных оловоносных систем (146–120 млн лет). Серебро-редкометалльное и серебро-свинцово-цинковое оруденение, которому предшествовало внедрение кислых субвулканических даек с возрастом 80–90 млн лет, является постааккреционным. Эпиптермальное серебро-сурьмяное оруденение, также сформированное в постааккреционный период, связано с тектономагматической активизацией глубинных разломов мезозоид и имеет возраст менее 80 млн лет. В размещении типов оруденения важную роль играют такие геологические факторы, как региональные складчатые структуры, крупные глубинные разломы и вулканогенные пояса. Выделяется Уяндино-Ясачненская сереброносная металлогеническая зона с сереброносным барит-колчеданно-полиметаллическим и эпиптермальным серебро-сурьмяным оруденением, Адыча-Тарынская с серебряным оруденением гранитоидной линии и эпиптермальным серебро-сурьмяным оруденением, Западно- и Южно-Верхоянские зоны с серебряным оруденением гранитоидной линии. Все они формировались в условиях малых глубин и относятся к низкотемпературным (280–120°C) с относительно невысокими концентрациями солей (9,2–3,3 % экв. NaCl) в серебро-полисульфидно-оловянных месторождениях, возрастающими в серебро-свинцово-цинковых до 29 % экв. NaCl. Наиболее крупными и промышленно важными являются серебро-свинцово-цинковые месторождения. В составе газовой составляющей руд месторождений гранитоидной линии преобладает CO₂ (45,3–94,2 отн. %), а в серебро-сурьмяных существенна доля азота (до 67,1 отн. %). По данным изучения стабильных и радиогенных изотопов устанавливается близость многих изотопных параметров серебряного оруденения гранитоидных систем и существенное их отличие от серебряного оруденения вулканогенного ряда.

Ключевые слова: серебряное оруденение, минералогия, флюидные включения, изотопия серы, углерода, кислорода; генезис, геодинамика, металлогения, мезозоиды, Якутия.

ВВЕДЕНИЕ

О находках серебра в северо-восточной Якутии достоверно известно с конца XVIII века. Первые предварительные исследования серебряных руд в тридцатые годы нынешнего столетия выполнены С.С. Смирновым, давшим высокую прогнозную

оценку этого региона. Первые детальные исследования серебро-свинцово-цинкового оруденения Якутии проведены Л.Н. Индолевым и Г.Г. Невойсой [16]. В последние десятилетия геолого-поисковыми работами значительно увеличен промышленный потенциал серебра за счет открытия целого ряда рудопроявля-

ний и месторождений в различной геологической обстановке. Детальные минералого-геохимические исследования серебряного оруденения свидетельствуют о многообразии его геолого-генетических типов, различных геодинамических обстановках их формирования, связях между собой и с магматическими образованиями. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет сделать некоторые обобщения по металлогении и условиям образования серебряного оруденения этого региона.

КРАТКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

За основу тектонических построений взята аккреционная модель Л.М. Парфенова [19], дополненная результатами исследований Л.М. Натапова, В.И. Шпикермана и авторов. В строении мезозойд Северо-Востока Азии выделяются [10]: Верхоянский миогеоцинальный пояс, маркирующий пассивную окраину Сибирского континента и включающий Куларо-Нерский сланцевый пояс (возможный глубоководный трог); Индигиро-Омолонский супертеррейн (по В.И. Шпикерману), сложный тектонический блок, в общих границах близкий Колымо-Омолонскому супертеррейну (по Л.М. Парфенову); Вилигинский и Чукотский шельфовые террейны; Охотский кратонный террейн; Алазейский, Кони-Мургальский и Святоносско-Аньюйский островодужные террейны. Эти структуры сформировались в три главных периода: доаккреционный (допозднемезозойский), аккреционный (позднеюрско-раннемеловой) и постааккреционный (позднемеловой-кайнозойский). Доаккреционную историю мезозойд можно представить как однонаправленную последовательность рифто-раздвиговых циклов разной длительности, формирующих пассивную окраину Сибирского континента в фанерозое: этапы рифтогенеза сменялись периодами длительного относительно спокойного раздвига, во время которого накапливались мощные карбонатные и терригенные толщи в режиме пассивной континентальной окраины. В позднем мезозое ситуация кардинально изменилась в связи с увеличением скорости движения плиты Кула, раскрытием Канадской котловины в Арктике и изменением характера движения Северо-Американской плиты. Это привело к формированию серии островных дуг (Уяндино-Ясачненской, Святоносско-Олойской, Кони-Мургальской и т.д.) и образованию крупного Индигиро-Омолонского (Колымо-Омолонского [19]) супертеррейна, в поздней юре-раннем мелу столкнувшегося с пассивной континентальной окраиной. В результате произошли мощные коллизионные события, приведшие к полной структурной перестройке региона, ликвидации океанических и субокеанических бассейнов, дефор-

мированию пассивной окраины континента, возникновению складчатости и серии многочисленных крупных и мелких интрузивов гранитоидов с сопутствующим разнообразным оруденением при ведущем золотом профиле [10]. Сближение Северо-Американского континента с Сибирским привело к закрытию Южно-Аньюйского океанического бассейна и к коллизии между формирующимся краем Сибирского континента, Святоносско-Аньюйской дугой и Чукотским террейном – фрагментом пассивной окраины Северо-Американского континента. Это событие началось в неокоме, а завершилось в конце раннего мела и сформировало Северный батолитовый пояс (130–100 млн лет), а также продольные и поперечные ряды позднеколлизионных интрузивов в пределах Главного Колымского батолитового пояса. Одновременно вдоль окраины Пацифики действовал Удско-Мургальский вулканический пояс. В дальнейшем спрединг в Канадской котловине прекратился [15] при продолжающемся движении плиты Кула. Вдоль новой окраины континента возник Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП), в тылу которого существовали перпендикулярные к его простиранию зоны континентального рифтогенеза, сопровождавшегося формированием цепочек изолированных вулканических и субвулканических полей и впадин типа Джахтардах-Олойской, Халыинской и других с комплексами сопутствующих постааккреционных гранитоидных плутонов (90–70 млн лет) [10]. С активным действием субдукционных зон окраинно-континентальных поясов и островных дуг связано образование в их тылу обстановок внутриконтинентальных зон сдвига и растяжения, с которыми сопряжено основное серебряное оруденение региона.

ТИПЫ СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В пределах описываемого региона выделяется несколько геолого-генетических типов серебряного оруденения: эпитептермальный серебро-сурьмяный, сереброносный барит-колчеданно-полиметаллический, серебро-полисульфидно-оловянный, серебро-редкометалльный и серебро-свинцово-цинковый. Каждый из выделенных типов имеет свои особенности геологического положения и минерального состава (табл. 1).

Эпитептермальный серебро-сурьмяный тип. Месторождения этого типа тяготеют к постааккреционным вулканогенным поясам, в которых они сопряжены с молодыми (менее 80 млн лет) мелкими (штоки и дайки) субвулканическими интрузивами. Нередко они локализируются в песчано-сланцевой толще верхоянского комплекса и среди роговиков, окружающих позднемеловые гранитоидные плутоны (Кысылга). Морфология сереброносных рудных тел разнообраз-

Таблица 1. Характеристика типов серебряного оруденения Верхояно-Колымских мезозоид.

Тип	Вмещающие породы	Магматизм	Морфология рудных тел	Текстуры	Околорудные изменения	Минеральные ассоциации руд
Сереброносный барит-колчеданно-полиметаллический	Вулканогенно-осадочные толщи	Поля кислых вулканитов	Минерализованные зоны	Полосчатые, динамометаморфизованные плоччатые	Кварц-пирит-барит-серицитовые метасоматиты	Кварц-сфалерит-баритовая, тетраэдрит-халькопирит-борнит-галенитовая, кальцит-пиритовая
Серебро-сурьмяный	Вулканогенные и песчано-сланцевые толщи верхоянского комплекса, роговики	Субвулканические образования	Линзовидные жилы, жильно-штокверковые зоны, минерализованные зоны	Зонально-ритмичные, криптозернистые, колломорфные	Аргиллизация, кварц-серицитовые метасоматиты	Арсенопирит-марказит-кварцевая, пираргирит-фрейбергитовая, антимонит-бертьерит-кальцитовая, кварц-диккит-ярозитовая
Серебро-редкометалльный	Песчано-сланцевые толщи	Гранит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры	Жилы, минерализованные зоны	Брекчиевые, друзовидные, крустификационные полосчатые	Турмалинизация, хлоритизация	Турмалин-хлорит-кварц-сульфо-арсенидная, полисульфидно-кварцевая, серебро-висмут-сульфосольная, кварц-кальцитовая
Серебро-полисульфидно-оловянный	Гранитоиды, роговики	Гранитные массивы	Системы линзующихся жил, штокверковые, жильные системы, минерализованные зоны	Массивные, гнездово-вкрапленные, брекчиевые,	Грейзенизация, турмалинизация, хлоритизация, березитизация	Касситерит-кварцевая, сидерит-полисульфидная, галенит-олово-серебро-сульфосольно-кварцевая
Серебро-свинцово-цинковый	Субвулканические тела, терригенные толщи верхоянского комплекса	Субвулканические дайки гранодиорит-и гранит-порфиров	Минерализованные зоны, вкрапленные руды	Брекчиевые, ритмично-зональные, фестончатые	Березитизация	Ритмичная сидерит-полиметаллическая, кварц-сульфидно-сульфосольная, анкерит-доломитовая, кварц-кальцитовая

на. Подавляющее число их (около 70 %) представлено простыми линзовидными жилами небольшой мощности (до 0,5 м) и протяженности (до 80 м), приуроченными к сколовым и отрывным трещинам (Дичек, Аид). Реже отмечаются жильно-штокверковые зоны (Тихон, Кавказ, Громада) и минерализованные зоны дробления (Тихон, Урультун, Громада). Рудные тела сопровождаются аргиллизацией вмещающих пород с маломощной внутренней кварц-серицитовой зоной, прилегающей к рудным телам. В редких случаях проявлена адуляризация. Характерно многообразие текстурно-структурного рисунка руд сложного сочетания и резких текстурных переходов. Весьма типично присутствие халцедоновидного и криптозернистого кварца, чередующегося с микрозернистым, гребенчатым и сферолитово-друзовидным.

Аргиллитовые изменения вмещающих пород представлены кварц-гидрослюдисто-диккитовой ассоциацией, развивающейся не только по вулканитам,

но и по вулканогенно-осадочным породам и рогикам. На контактах с рудными телами существенна роль метакварца, а по мере усиления степени преобразования пород возрастает роль диккита. Из минеральных ассоциаций рудных тел основное значение имеет арсенопирит-марказит-кварцевая ассоциация, на которую приходится 99 % объема. В кварце отмечаются включения арсенопирита и марказита. Высокосурьмянистый арсенопирит (до 16 % Sb) в виде расплывчатых полос или пятен локализуется в призальбандовых участках жил, сложенных гребенчатым или шестоватодрузовидным кварцем. Пластинчатый марказит приурочен к криптозернистому кварцу верхних уровней оруденения. Сереброносность руд определяет галенит-пираргирит-фрейбергитовая ассоциация, выполняющая пустотки или микротрещины в минералах предыдущей ассоциации. Фрейбергит, ведущий минерал ассоциации, имеет широкие вариации содержания серебра от 15 до 50 %. В

тесных сростаниях с фрейбергитом находятся многочисленные минералы серебра – пираргирит, миаргирит, стефанит, акантит, дискразит. Характерно также присутствие в рудах гипогенного самородного серебра. Антимонит-бертьерит-валентинит-кальцитовая ассоциация встречается спорадически, но является индикаторной для данного типа оруденения. Она локализуется исключительно в пустотках в кварце. В этой ассоциации постоянно присутствует также самородная сурьма. Отмечаются иногда тесные сростания антимонита с миаргиритом. Кальцит, наиболее распространенный и поздний минерал ассоциации, часто наблюдается вне связи с остальными составляющими ассоциации. Кварц-диккит-ярозитовая ассоциация встречается не на всех месторождениях. Она локализуется либо в пустотках, либо образует самостоятельные прожилки, зальбандовые части которых сложены диккитом, а центральные – ярозитом.

Основными носителями серебра в рудах являются фрейбергит, пираргирит, миаргирит, стефанит и целая группа более редких сульфосолей и интерметаллидов серебра, описанная нами ранее [5, 17]. Распределение серебра в рудах крайне неравномерное: кустовое, бонанцевое, достигающее иногда 10 кг/т и более. В рудах ряда проявлений встречается низкопробное золото, имеющее промышленную ценность (Альфа, Атунджа, Громада), а иногда и олово (Громада).

Сереброносный барит-колчеданно-полиметаллический тип. Оруденение данного типа локализуется среди эффузивно-осадочных толщ позднеюрского возраста Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. В разрезах этих толщ чередуются прослойки глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с пропилизитизированными в кварц-альбит-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фации базальтами, андезитами, риолитами и их туфами [12]. Типичным представителем оруденения данного типа является месторождение Хотойдох [14].

Месторождение расположено на северных склонах хр. Черского на правом берегу истоков р. Умба, в 50 км от р. Идигирки к северо-западу вдоль границы сочленения хребта с Момо-Зырянской впадиной. Оно приурочено к мощному тектоническому нарушению, которое прослеживается по простиранию на 3–4 км и далее трассируется морфологически по понижениям в рельефе и ржаво-бурой окраске, за счет окисления пирита, насыщающего зону разлома. Общая мощность тектонического нарушения около 400 м, а наиболее интенсивно перемятой части – 70–80 м. К последней приурочено линзовидное рудное тело, протяженностью до 400 м, имеющее на контактах с вмещающими породами, особенно в лежачем боку, глинку трения мощностью до 10 см. В наиболее широкой части лин-

зы наблюдается три выхода кварц-барит-колчеданных руд, мощностью от 1 до 6 м, разделенные кварц-серицит-пиритовыми метасоматитами. Метасоматиты оконтуривают рудное тело на всем его протяжении [4] и характеризуются контрастными геохимическими аномалиями цинка, свинца и серебра, что позволяет использовать их в качестве критерия поисков «слепых» тел. Главными минералами руд (>10 %) являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит и кварц. Типоморфной ассоциацией метасоматически преобразованных пород здесь является кварц-серицит-барит-пиритовая, в которой по мере приближения к рудному телу возрастает роль кварца и пирита. Особенностью данной ассоциации является присутствие барита (до 10 %) и высокое содержание пирита (не менее 15 %). Нередко в данной ассоциации присутствует сфалерит (до 2 %). Крупные метакристаллы (до 5 мм) пирита в метасоматитах окружены струйчато-волокнистыми, нередко прихотливо изогнутыми агрегатами кварц-серицитового состава с примесью барита. В пирите присутствует примесь Ag (50 г/т) и Au (2–5 г/т). Серицит представлен гидросерицитом (K_2O – 5,7 %, H_2O – 4,8 %) с повышенным содержанием Na_2O (1,6 %) и TiO_2 (1,2 %). Из жильных ассоциаций наиболее ранней является кварц-сфалерит-баритовая с преобладающей ролью сфалерита и барита. В участках руд, не подверженных динамометаморфизму, она представлена крупными призматическими зернами барита, между которыми располагаются кристаллы сфалерита и разномерный агрегат кварца. Тетраэдрит-халькопирит-борнит-галенитовая ассоциация наиболее продуктивна на серебро. Носителем серебра в рудах являются сереброносная (до 20 % Ag) блеклая руда тетраэдрит-теннантитового (до 18 % As) ряда [6] и галенит (до 3500 г/т). Из других редких серебряносодержащих минералов присутствуют самородное серебро, золото (482–780 ‰, в среднем 640 ‰), матильдит и андорит [21]. Содержание серебра колеблется в пределах 200–500 г/т, золота – 1–3 г/т, иногда до 12 г/т. Самым поздним минералом ассоциации является галенит, нередко содержащий включения кристаллов халькопирита и тетраэдрита. Заключительная кальцит-пиритовая ассоциация представлена преобладающим пиритом, метасоматически развивающимся по всем предшествующим ассоциациям, образуя иногда мономинеральные полосы. Кальцит выполняет интерстиции между ранними минералами. Первичные соотношения минералов осложнены динамометаморфизмом руд. В результате последнего крупнозернистые руды панидоморфнозернистой структуры превращаются в полосчатые (от тонко- до грубополосчатых), струйчатые со спиралевидными и линзовидно-концентрическими структурами, а барит и кварц становятся

ядрами жесткости и «обтекаются» сульфидным материалом.

Серебро-полисульфидно-оловянный тип соответствует касситерит-силикатно-сульфидной формации [24], в которой на заключительных стадиях процесса минералобразования выделяются поздние сереброносные сульфоантимонитовые ассоциации. Пространственно и генетически он связан с гранитоидным магматизмом. Рудные месторождения этого типа входят в состав вертикального ряда месторождений, связанных с гранитами: грейзенизированные граниты – грейзены с касситерит-силикатно-кварцевым оруденением – жилы и зоны с касситерит-силикатно-сульфидным с серебром оруденением и олово-сульфидно-серебряные жилы. В связи с проявлением минералогической зональности серебро-полисульфидно-оловянные рудоносные тела обычно располагаются на удалении (до 4 км и более) от выходов гранитоидов или же ассоциируют с кислыми субвулканическими телами типа гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Рудные тела представлены чаще всего системами линзующихся жил небольшой мощности (до 1 м) и протяженности (до 150 м). Реже отмечаются штокверкоподобные жильные системы (Кутинское) или крупные минерализованные зоны (Высокогорное, Курдатское) нередко в сочетании с линзовидными жилами (Купольное). Все морфологические типы рудных тел приурочены к системам нарушений и трещиноватости, секущих складчатые структуры. Типичным примером месторождений с серебро-полисульфидно-оловянным оруденением являются месторождения Лазовского рудного узла с касситерит-силикатно-сульфидными рудами, содержащими высокие концентрации Ag: III Пятилетки – в среднем 309 г/т, Чапаева – 275 г/т, Лазо – 84 г/т.

В месторождениях этого типа установлено до 40–70 минералов в каждом с преобладанием силикатных, сульфидных и карбонатных форм. Характерно наличие двух минеральных форм олова – оксидной и сульфидной, а также существование комплекса серебряных минералов: фрейбергита, пираргирита, диафорита, овихиита [1, 20, 24]. На всех месторождениях отчетливо выражены околожильные изменения, представленные зонами турмалинизации и хлоритизации мощностью до 10 м. По восстанию рудных тел отмечается смена турмалиновых метасоматитов хлоритовыми, а последних – зонами карбонатизации с сульфидами. Нередко рудные тела локализируются среди метасоматитов березитового типа, которые сложены одной из наиболее ранних минеральных ассоциаций – кварц-серицит-сидерит-сульфидной. Соотношение минералов в данной ассоциации меняется в зависимости от положения по отношению

к рудному телу. Пирит и арсенопирит могут отсутствовать, а иногда насыщать метакварц до 30–40 %.

Сидерит-полисульфидная жильная ассоциация является одной из наиболее распространенных. В отдельных участках рудных тел ею с преобладающей ролью сидерита сложено до 60–80 % их объема. Сидерит весьма крупнозернистый, крупноблочный. Существенной примесью в нем является марганец, содержания которого варьируют в пределах 5–15 % не только в пределах месторождения, но и в зависимости от приуроченности к различным металлогенетическим зонам. Наиболее богаты марганцем сидериты Южно-Верхоянской металлогенетической зоны, где в рудах появляется олигонит. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, марказитом, находящимися в различных количественных соотношениях между собой. Характерной особенностью сфалерита является его марказитовый (>12 % Fe) состав и соотношение с марказитом, ленточные агрегаты которого как бы погружены в обособления сфалерита. Касситерит-сфалерит-галенит-кварцевая ассоциация нередко имеет ритмично-полосчатое строение. Первые ритмы ее представлены полосами тесного срастания касситерита со сфалеритом и арсенопиритом в кварце. Во втором ритме заметно понижается роль арсенопирита и возрастает – сфалерита. Затем следует только сфалерит-касситеритовая полоса, сменяющаяся сфалерит-станниновой с небольшой примесью халькопирита и галенита. Последующая полоса сульфидного ритма представлена сфалеритом и галенитом в сопоставимых количествах. Следующая ассоциация минералов многокомпонентная и продуктивная – галенит-олово-серебро-сульфосольно-анкеритовая. Основу ее составляет галенит, в парагенезисе с которым встречаются фрейбергит (до 40 % Ag), миаргирит и пираргирит, франкеит и окартит. Последние обычно являются реакционными и развиваются по касситериту в галените, хотя местами отмечаются панидиоморфнозернистые структуры срастания галенита и окартита. Тесное срастание галенита с фрейбергитом, пираргиритом и миаргиритом выражается нередко в образовании ими субграфических структур. Наиболее поздним минералом в ассоциации является анкерит (Mn до 5 %), образующий в пустотах щетки кристаллов.

Сложность минерального состава отражается в геохимическом спектре руд этих месторождений. Для них характерны локальные повышенные концентрации свинца (до 40 %), цинка (до 10 %), меди (до 2 %), кобальта (до 1 %), сурьмы (до 0,5 %), при невысоких в целом их средних содержаниях. Особенностью геохимии руд этого типа являются широкие вариации содержаний Ag от 100–200 г/т до 10 кг/т.

Серебро-свинцово-цинковое оруденение располагается либо в терригенных толщах Верхоянской пассивной континентальной окраины с весьма слабым проявлением магматизма (Западное и Южное Верхоянье) в виде редких даек гранодиоритов и гранит-порфиоров, либо в зонах экзо- и эндоконтакта массивов гранитоидного состава (Адыча-Тарынская, Улахан-Сисская зоны). По отношению к магматическим образованиям серебряное оруденение явно более молодое [16]. Месторождениям этого типа свойственны как субсогласные (Мангазейское), так и секущие (Прогноз) рудоносные зоны, имеющие значительные параметры – протяженность до 3–5 км при средней мощности 3–4 м (в раздувах 10–20 м). Характер оруденения довольно устойчив и по простиранию, и на глубину. Типичным примером месторождений этого типа является месторождение Прогноз, геолого-структурные особенности которого в достаточной мере освещены в печати [7]. Комплекс основных серебро-содержащих минералов в месторождениях представлен фрейбергитом, пираргиритом, миаргиритом, овихитом, а более редких – диафоритом, андоритом, стефанитом, матильдитом, густавитом, полибазитом. Метасоматические преобразования в этом типе оруденения связаны с интенсивной карбонатизацией вмещающих пород, нередко сопровождаемой развитием метасоматического сфалерита. Наиболее ранней и типоморфной ассоциацией руд является ритмично-зональная сидерит-сфалерит-галенитовая ассоциация. Количество ритмов в ней обычно три. Соотношение минералов в ассоциации направленно изменчиво, при преобладающей роли сидерита. В каждом последующем ритме отмечается увеличение роли галенита и серебро-содержащих сульфосолей. Кварц-полисульфидно-сульфосольная ассоциация представлена наибольшим числом и сложным характером взаимоотношений минералов. Обычно она слагает центральные части сидерит-сульфидных жил и является продуктом эволюционного развития минералообразующей системы, хотя локально отмечаются пересечения и даже цементация ею предыдущей ассоциации, как результат проявления внутрирудной тектоники. Соотношение кварцевой, полисульфидной и сульфосольной составляющих ассоциаций в рудах весьма непостоянно. Встречаются участки существенно кварцевые лишь с незначительной (до 1 %) вкрапленностью рудных минералов, с их существенной примесью (до 20–30 %), только с присутствием сульфоантимонитов или с полным комплексом рудных минералов ассоциации. Непосредственно в кварце или в пустотках в нем отлагается один из преобладающих минералов, выступающий в роли минерала-хозяина, а остальные образуют в нем различного рода включения. В халькопирите отмечается сфале-

рит, фрейбергит (до 50 % Ag) и комплекс висмутовых минералов; во фрейбергите – мелкие включения практически всех остальных минералов. Сульфосольный комплекс минералов занимает исключительно вкрапленное или межзерновое положение, локализуясь в пустотках и в многочисленных микротрещинах. Он представляет собой тесно сросшийся агрегат с изменчивыми соотношениями бурнонита, блеклой руды и сульфоантимонитов серебра – овихита, андорита, рамдорита и диафорита, резко нестехиометричного состава, пираргирита и миаргирита, образующих местами своеобразные, типа субграфических, вроски в галените или фрейбергите. Самые поздние минералы ассоциации представлены сульфоантимонитами свинца, меди и железа. Пирит-сфалерит-анкерит-доломитовая ассоциация в основном сложена полосами веерообразного или весьма мелкозернистого (<0,1 мм) карбоната анкерит-доломитового состава с вкрапленностью мелкого розового сфалерита (ед. зерна – 2 %). Очень редко в нем присутствуют галенит, фрейбергит и разнообразные сульфоантимониты. В местах распространения данной ассоциации по сидериту, сфалериту, блеклой руде, а иногда и галениту развиваются октаэдрические метакристаллы пирита. Кварц-кальцитовая ассоциация завершает гипогенный процесс минералообразования. Определяющая роль в ней принадлежит кальциту. Кварц встречается редко в виде мелких кристаллов, нарастающих на веерообразные агрегаты анкерита-доломита. Кальцит обычно выполняет друзовые пустотки, образованные кварцем или сидеритом.

Устойчивость содержания металла и значительные параметры рудных тел свидетельствуют о высоком промышленном потенциале серебро-свинцово-цинковых месторождений.

Серебро-редкометалльный тип. Данный тип оруденения выделен нами на основании его минералого-геохимического своеобразия. Это комплексные месторождения олова, кобальта, висмута, серебра, селена и теллура, которые широко распространены в Сеймчанском районе, на площади около 400 км² в бассейне среднего и нижнего течения р. Веринкой (месторождения Верхне-Сеймчанское, Ветвистое, Волочек и Ветровое). Изучению этих объектов большое внимание уделялось в 40–50-ые годы [11, 22, 23]. Оруденение представлено серией субмеридиональных крутопадающих жил и зон кварц-хлоритового и кварц-турмалинового состава с арсенидами и сульфоарсенидами кобальта и никеля. Они тесно ассоциируют с веринским комплексом даек и малых интрузий, образующих свиту субмеридионального простирания в восточном экзоконтакте Каньонского гранитного массива и прорывающих его [23]. Ag-Ag

возраст гранитов Каньонского массива составляет 146 млн лет [18]. Рудные тела рассеяны дайками и небольшими штоками гранит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров веринского комплекса, которые являются самыми молодыми магматическими образованиями района. Вещающими породами служат песчано-сланцевые отложения позднего триаса, ранней и средней юры. Месторождения характеризуются большим количеством субмеридиональных крутопадающих рудных тел (Верхне-Сеймчанское – 17; Волочек – около 40), протяженность которых варьирует от 100 до 1500 м, мощность – от сантиметров до 9 м, при средней 0,7 м, и прослеженных по вертикали на 450 м. Для них характерны брекчиевые, друзовидные, крустификационные, полосчатые текстуры и тонкозернистые структуры рудных агрегатов. В отдельных случаях известны находки колломорфных агрегатов хлорита и кварца. Все это свидетельствует не только о малой глубине формирования руд [23], но и о сложной тектонической истории рудообразования и резких перепадах давления и вскипания в рудообразующем флюиде.

Особенностью вещественного состава руд является широкий спектр минералов, из которых только эндогенных более 50 [22, 23]. Преобладают кварц, турмалин и хлорит, встречаются в заметных количествах кобальтин, шмальтин, арсенопирит, пирит, пирротин, глаукоцит, скуттерудит, мусковит, кальцит, аксинит, адуляр. Менее распространены такие минералы, как хлоантит, герсдорфит, раммельсбергит, висмутин, гуанохаузит, сфалерит, галенит, халькопирит, гессит, тетраэдрит, висмут самородный, флюорит, сидерит, эпидот, циркон, ксенотим, апатит. Очень редко встречаются золото, креннерит, миллерит, станнин, канфильдит, аргиродит, тетрадимит, тиманнит, брейтгауптит, беегерит, никелин, прустит, пираргирит. Минералы отлагались в течение четырех стадий минерализации [11], нередко образуя несколько генераций. Ранняя метасоматическая кварц-хлорит-турмалиновая стадия сопровождается второй жильную турмалин-хлорит-кварц-сульфоарсенидную стадию – главную олово-промышленную. Третья полисульфидно-кварцевая с флюоритом и минералами серебра, селена и висмута – серебряноносная. С этой стадией связана околожильная серицитизация, карбонатизация и сульфидизация. Четвертая, кварц-кальцитовая стадия с флюоритом является пострудной.

На отдельных месторождениях отмечается вертикальная зональность в размещении минерализации: на верхних горизонтах преобладают хлорит-кварцевые рудные жилы, а на нижних – кварц-турмалиновые. Сложный минеральный состав обусловил и комплексную геохимию оруденения. По нашим дан-

ными, среднее содержание серебра в рудах составляет около 200 г/т (в отдельных случаях достигая 500 г/т), в рудах также содержится много As (до 15 %), Co (до 3 %), Ni (до 0,5 %), Zn (до 2,25 %), Pb (до 0,27 %), Bi (до 1,5 %) и, что необычно, Zr (до 0,16 %). В рудном концентрате отмечается до 145 г/т Au [22]. Данный тип оруденения может быть полигенным.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Флюидные включения были изучены в серебряных месторождениях гранитоидной линии и в серебряно-сурьмяном типе месторождений. Общий интервал температур гомогенизации флюидных включений в кварце и карбонате изученных типов оруденения составляет 340–120 °С (табл. 2). Гомогенизация включений в кварце серебро-полисульфидно-оловянных месторождений достигается при 210–125 °С, в кварце серебро-свинцово-цинковых – 215–120 °С, а серебро-сурьмяных – 340–135 °С. Характерно, что в серебро-сурьмяных месторождениях высокие температуры гомогенизации обнаруживаются только в очень крупных (>5 см) кристаллах дымчатого кварца в виде роевидных скоплений первичных двухфазных включений, трассирующих зоны роста. Максимальные температуры гомогенизации флюидных включений в карбонатах заметно ниже, чем в кварце: в сидерите серебро-полисульфидно-оловянных месторождений – 155–145 °С, сидерите серебро-свинцово-цинковых – 185–180 °С, в кальците всех типов месторождений – 120–100 °С.

Для кварца месторождения Прогноз устанавливается закономерное повышение температур гомогенизации с глубиной от 184–145 °С на поверхности до 225–200 °С на глубине 478 м. Низкие температуры (<225 °С) гомогенизации включений и низкие давления (<150–200 атм) свидетельствуют о том, что температурные поправки на давление были невелики (ниже 5–10 %). Поэтому температуры гомогенизации включений можно считать близкими к температурам образования минералов.

Концентрация солей во флюидных включениях всех типов месторождений лежит в интервале 29,0–0,7 % экв. NaCl. При этом наиболее концентрированные растворы свойственны серебро-свинцово-цинковым месторождениям (9,0–29,0 % экв. NaCl), в которых концентрация возрастает с глубиной, а наименее – серебро-сурьмяным (0,7–11,7 % экв. NaCl). Для последних отмечается существенная изменчивость солевой концентрации флюида даже в сближенных участках рудных тел.

Газовая фаза рудообразующих растворов, по данным хроматографического анализа, в месторож-

Таблица 2. Состав флюидных включений и систематика стабильных изотопов в минералах из серебряных месторождений.

Вид анализа	Тип оруденения			
	Серебро-сурьмяный	Барит-колчеданно-полиметаллический	Серебро-полисульфидно-оловянный	Серебро-свинцово-цинковый
$T_{\text{гом}}$ кварца, °C	340–135		280 – 125	215 – 120
$T_{\text{гом}}$ сидерита, °C			155 – 145	185 – 180
Конц., % экв. NaCl	11,7–0,7		9,2 – 3,3	29,0 – 9,0
Состав газовой фазы, отн.%	CO ₂	25,9–40,4	45,3 – 71,5	65,4 – 94,2
	N ₂	56,3–67,1	18,6 – 34,7	5,0 – 29,5
	CH ₄	1,0–5,6	6,2 – 21,3	0,8 – 5,1
$\delta^{18}\text{O}_{\text{сид}}$, ‰ SMOW			+21,4 – +23,5	+22,0 – +27,1
$\delta^{13}\text{C}_{\text{сид}}$, ‰ PDB			-12,2 – -13,1	-4,5 – -10,6
$\delta^{18}\text{O}_{\text{анк}}$, ‰ SMOW	+3,8– +5,9		+3,7 – +29,2	+9,1 – +29,8
$\delta^{13}\text{C}_{\text{анк}}$, ‰ PDB	-6,0– -6,1		-7,0 – -9,3	-3,2 – -10,5
$\delta^{18}\text{O}_{\text{кал}}$, ‰ SMOW	+1,5 – +11,4	+12,3 – +13,1	-3,1 – +26,4	+9,6 – +27,0
$\delta^{13}\text{C}_{\text{кал}}$, ‰ PDB	-11,1 – -13,4	-1,0 – -2,6	-5,3 – -13,4	-8,0 – -9,9
$\delta^{18}\text{O}_{\text{квар}}$, ‰ SMOW	+5,4 – +11,0	+13,3 – +14,6	+2,3 – +5,5	+9,3 – +14,7
$\delta^{34}\text{S}_{\text{арс}}$, ‰ CDT	-10,3 – -1,9	+0,5	-3,8 – +3,5	-5,6 – +12,5
$\delta^{34}\text{S}_{\text{пир}}$, ‰ CDT	-11,7 – +4,1	+7,0 – +7,2	-2,6 – +3,5	-8,7 – +12,4
$\delta^{34}\text{S}_{\text{сфал}}$, ‰ CDT		+7,5	-2,2 – +4,1	-3,0 – +5,8
$\delta^{34}\text{S}_{\text{гал}}$, ‰ CDT		+4,1	-3,8 – +1,2	-1,7 – +2,8
^{206/204} Pb	18,424	18,838	18,138–18,498	18,101–18,592
^{207/204} Pb	25,557	15,598	15,506–15,593	25,554–15,560
^{208/204} Pb	38,438	38,655	37,960–38,792	38,643–38,702

дениях серебро-полисульфидно-оловянного типа представлена (табл. 2) CO₂ (45,3–71,5 %), CH₄ (6,2–21,1 %) и N₂ (18,6–34,7 %); в месторождениях серебро-свинцово-цинкового – CO₂ (65,4–94,2 %), N₂ (5,0–29,5 %) и CH₄ (0,8–5,1 %); в месторождениях серебро-сурьмяного типа – CO₂ (25,9–40,4 %), CH₄ (1,0–5,6 %) и N₂ (56,3–67,1 %). Для всех типов исследованных месторождений отчетливо проявляется тенденция возрастания восстановленности газов с глубиной.

Исследование флюидных включений свидетельствует о формировании серебряных месторождений всех типов в низкотемпературных условиях, что свойственно и для серебро-свинцово-цинковых и серебро-сурьмяных месторождений других регионов [3]. Следует подчеркнуть, что состав и физико-химические параметры флюида, из которого отлагались минералы разных типов месторождений, существенно не различаются.

СИСТЕМАТИКА СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ СЕРЫ, УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА

Было изучено соотношение стабильных изотопов серы (лаборатория ИГЕМ РАН), углерода и кислорода (лаборатории ИГЕМ РАН и ДВГИ ДВО РАН), соответственно, в сульфиде и сульфосолях, карбонатах и кварце ряда месторождений (табл. 2).

Вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов в изученных месторождениях достаточно велики. Так, диагенетический пирит из вмещающих пород обладает относительно высокими положительными значениями $\delta^{34}\text{S}$ от +9,7 до +33,4 ‰. Наиболее широкие вариации изотопного состава серы сульфидов наблюдаются в серебро-сурьмяных (от -11,7 до +4,1 ‰) и серебро-свинцово-цинковых (от -8,7 до +12,4 ‰) месторождениях с преобладанием утяжеленной серы в последних. Широкие вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ в этих типах месторождений обусловлены нестабильными условиями рудоотложения, связанными с малой глубиной их формирования и многократным вскипанием флюида. Сульфиды барит-колчеданно-полиметаллических сереброносных месторождений характеризуются положительными значениями и узким интервалом колебаний величин $\delta^{34}\text{S}$. В серебро-полисульфидно-оловянных месторождениях изотопный состав серы сульфидов имеет тенденцию направленной эволюции от ранних сульфидов к поздним. Вариации состава серы сульфидов охватывают интервал от -3,8 до +4,1 ‰, максимум значений приходится на узкую область -1 – +1 ‰. Эти значения скорее указывают на магматический источник серы флюида.

Для месторождений всех типов были выполнены анализы стабильных изотопов углерода и кисло-

рода в карбонатах и кварце (табл. 2). Следует подчеркнуть незначительные вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонате и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонате и кварце барит-колчеданно-полиметаллических серебряноносных месторождений. Причем численные значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонате и кварце очень близки. Для серебро-сурьмяных месторождений также отмечается близость изотопного состава кислорода кальцита и кварца, но при их широких вариациях, тогда как значения $\delta^{13}\text{C}$ кальцита достаточно устойчивы. Для месторождений серебро-полисульфидно-оловянного и серебро-свинцово-цинкового типов аналогичные определения сделаны для кварца и карбонатов трех генераций: 1 – мелкозернистого ритмично-зонального сидерита с крустификационной текстурой; 2 – мелкозернистого анкерита; 3 – крупнозернистого кальцита. Следует отметить незначительные изменения величины $\delta^{13}\text{C}$ сидерита и анкерита серебро-полисульфидно-оловянных месторождений, при широкой вариации этих значений в кальците, в то время как в серебро-свинцово-цинковых месторождениях сидерит и анкерит имеют значительный интервал изменчивости $\delta^{13}\text{C}$, а для кальцита он не велик. Если сопоставить вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах с вариациями значений в них $\delta^{18}\text{O}$, то можно наблюдать абсолютно противоположную картину. В сидерите изотопный состав кислорода мало меняется, а в анкерите и кальците вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ лежат в диапазоне $-3,4 - +29,8$ ‰. Это может свидетельствовать о вовлечении в минералообразующую систему H_2O из двух источников. Из одного поступала изотопно-легкая вода метеорного происхождения ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от -4 до -1 ‰), а из другого – обогащенная тяжелым изотопом ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \sim +7$ до $+16$ ‰) – магматического. Вариации изотопного состава кислорода объясняются смешением этих флюидов в разных пропорциях. Это подтверждается и изотопным составом кислорода кварца. В серебро-полисульфидно-оловянных месторождениях кварц, близкий по времени образования к сидериту, характеризуется стабильным составом $\delta^{18}\text{O}$, а в кварце серебро-свинцово-цинковых малоглубинных месторождений, нередко сокристаллизующем с анкеритом, вариации изотопного состава кислорода охватывают интервал $5-6$ ‰.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕРЕБРА

Величины значений стабильных изотопов в минералах и широкое развитие крупнозернистых идиоморфных структур минеральных агрегатов жил серебро-полисульфидно-оловянных месторождений позволяют говорить о кристаллизации минералов в термоградиентных условиях из относительно слабо

пересыщенного минералообразующего раствора [25]. Отсутствие следов вскипания или фазовой сепарации флюида указывает на то, что процесс протекал при давлении выше гидростатического давления. Его значения оценены по зависимости кривой вскипания гидротермального флюида от давления, температуры и состава в системе $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ [26]. По расчетным данным, оно могло быть не менее чем $80-90$ бар. Поскольку вскипания флюида не происходило, то общее давление было выше флюидного. Если отложение руд происходило в условиях гидростатической нагрузки, то они отлагались глубже 1 км ниже уровня грунтовых вод.

В иной обстановке формировались руды месторождений серебро-свинцово-цинкового и серебро-сурьмяного типов. Широкое развитие фестончатых, кокардовых и крустификационных текстур указывает на кристаллизацию этих минералов в открытых полостях. Ритмично-полосчатое строение обусловлено резкими изменениями условий образования минералов и химического состава флюидов. Брекчиевые текстуры указывают на неоднократное открытие трещин. Эти особенности минеральных агрегатов служат показателем того, что их образование происходило в результате вскипания или фазовой сепарации флюида. Очевидно, что этот процесс протекал ступенчато. По-видимому, в результате отложения минералов открытые полости закупоривались. Новые порции флюида, поступающие из глубинных частей рудообразующей системы в близповерхностную обстановку, вскипали вследствие того, что давление флюида превышало гидростатическую нагрузку. Это приводило к образованию трещин гидроразрыва и дроблению ранее отложившихся минералов [7]. Раскрытие трещин вызывало отложение минеральных агрегатов, образующих следующий ритм, или цементацию раздробленных агрегатов. Отделение летучих при вскипании изменяет химический состав флюида и приводит к изменению минерального состава каждого последующего ритма. Эти явления рассматриваются как внутрискладовые. Уровень образования месторождений данного типа менее глубинный, чем предыдущего, о чем свидетельствуют типоморфные признаки ряда минералов: присутствие Sb в арсенопирите (до 3 ‰), повышенное содержание Li_2O в кварце, присутствие гипогенного диккита и т. д. Месторождения серебро-сурьмяного типа, имеющие самый молодой возраст (<80 млн лет), связаны с постколлизией активизацией крупных глубинных разломов. Эти разломы контролируют размещение кислых субвулканических тел и серебро-сурьмяное оруденение. Частое отсутствие четких генетических связей субвулканических образований с серебряным

оруденением свидетельствует о телетермальном характере рудообразующих растворов. Наличие в рудах месторождений гипогенного ярозита указывает на малоглубинные (от 300 м и ниже) условия рудоотложения. На это указывают также ритмично-коллоидные структуры, высокие (>200 г/т) содержания Li_2O в кварце и высокая сурьмянистость (до 16 %) арсенопирита. Многочисленные сферолитовые текстуры отражают кристаллизацию минералов в условиях резкого пересыщения растворов. Характерные явления чередования коллоидных и криптозернистых структур кварца с шестовато-гребенчатыми связаны, вероятно, с процессами взаимодействия флюидов с метеорными водами.

ЭПОХИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Устанавливается определенная последовательность формирования различных типов серебряного оруденения в истории геологического развития региона. Наиболее ранними являются сереброносные барит-колчеданно-полиметаллические месторождения, связанные с раннеколлизийными вулканогенными поясами типа вулканических дуг. К таким структурам относится Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс. Возраст контрастного вулканизма здесь охватывает промежуток 136–156 млн лет по К-Аг датировкам, а материал вулканитов присутствует в отложениях келловейского, оксфордского, киммериджского и волжского ярусов верхней юры. По своим геологическим и минералого-геохимическим особенностям этот тип оруденения относится к осадочно-вулканогенным и сопоставим с аналогичными месторождениями Рудного Алтая, Казахстана, Закарпатья, Австралии (Брокен-Хилл) и Японии (Кууроко). Руды существенно преобразованы в процессе динамометаморфизма, обусловленного геодинамическими условиями развития пояса.

Серебро-полисульфидно-оловяные и серебро-свинцово-цинковые месторождения связаны с функционированием гранитоидных оловоносных рудно-магматических систем, которые формируются на заключительных стадиях позднеколлизийных процессов. На первом этапе их развития продуцируется серебро-полисульфидно-оловянное оруденение с поздними продуктивными минеральными ассоциациями. Возраст оруденения этого типа – 120–110 млн лет, согласно Аг-Аг и Rb-Sr данным [2]. Второй продуктивный сереброносный этап оруденения обусловлен, вероятно, функционированием более глубинных уровней оловоносных РМС тыловых частей окраинно-континентальных магматических дуг. Флюидопотоки, отделяющиеся из рудоносных магматических

очагов, формируют серебро-свинцово-цинковое оруденение малых глубин. Образованию этого типа оруденения нередко предшествует внедрение кислых субвулканических даек с возрастом 80–90 млн лет по Rb-Sr определениям. В пользу тесных генетических связей серебро-полисульфидно-оловянного и серебро-свинцово-цинкового оруденения свидетельствует близость изотопно-геохимических характеристик рудоносного флюида [7, 8].

Эпитермальное серебро-сурьмяное оруденение пространственно и генетически связано с мелкими субвулканическими телами кислого состава, контролируемые Дарпирским, Адыча-Тарынским и Улахан-Тасским крупными региональными разломами. Возраст субвулканических тел по многочисленным К-Аг, Rb-Sr и Аг-Аг датировкам составляет 90–70 млн лет. Формирование серебро-сурьмяного оруденения связано с постаккреционным периодом существования мезозой. Возраст оруденения, по К-Аг определениям возраста метасоматитов кварц-серпичитового и адулярового состава, менее 80 млн лет.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

Подобно месторождениям других металлов размещение рудопроявлений и месторождений серебра различных типов контролируется рядом геологических факторов, к числу которых относятся геодинамические обстановки: вулканические пояса, региональные складчатые структуры, протяженные региональные разломы, что предопределяет распределение серебряного оруденения в виде линейных зон. К числу наиболее протяженных сереброносных зон относятся Верхоянская, Верхне-Юдомская, Верхне-Колымская, Адыча-Тарынская, Уяндино-Ясачненская (или Догдо-Эрикитская), Чокурдахская, Улахан-Тасская (рис.).

Уяндино-Ясачненская (Догдо-Эрикитская) металлогеническая зона приурочена к одноименному вулканогенно-осадочному поясу, сформированному в аккреционный этап и подновленному в постаккреционный. Она протягивается с юго-востока на северо-запад на расстояние до 1000 км при ширине пояса 20–40 км. В процессе осадочно-вулканогенного цикла развития пояса происходит накопление рудогенных компонентов и образование ранних сереброносных колчеданно-барит-полиметаллических месторождений. Типичным представителем оруденения данного типа является месторождение Хотойдох. Помимо рудоносных осадочно-вулканогенных толщ, контроль оруденения осуществляется субогласными разрывными нарушениями. Локализация вдоль таких нарушений интенсивно сульфидизированных метасоматитов, имеющих при поверхностном окислении

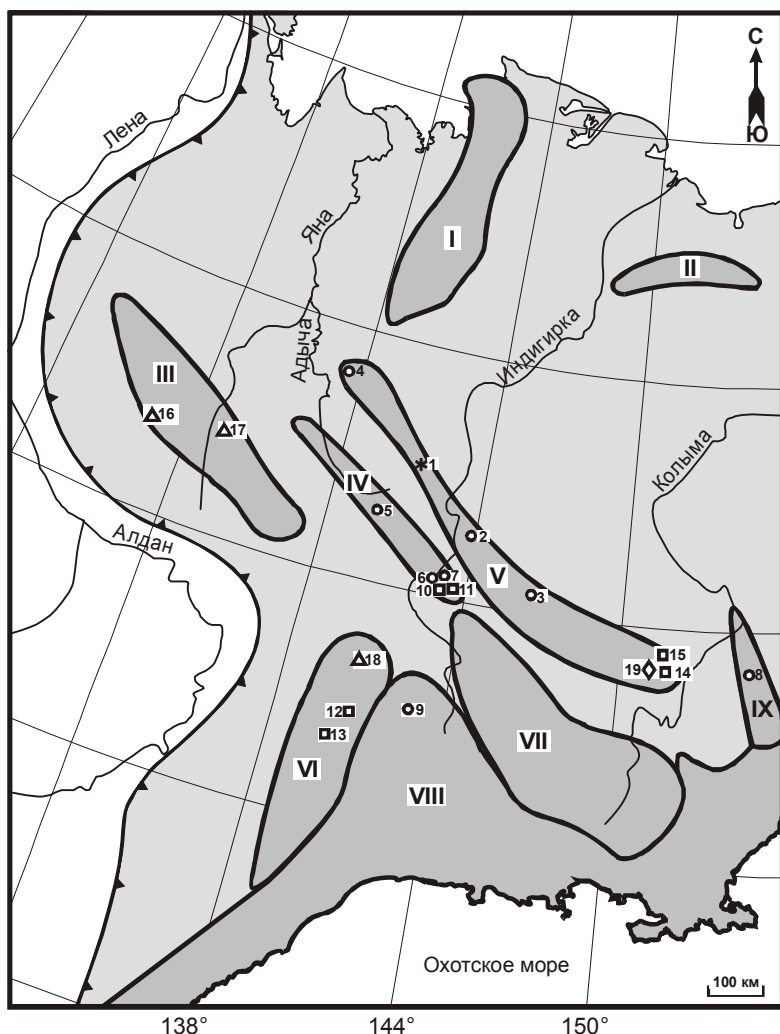


Рис. Металлогенические серебряносные зоны мезозойд Северо-Востока России.

I–IX: I – Селленях-Чокурдахская, II – Улахан-Тасская, III – Верхоянская, IV – Адыча-Тарынская, V – Уяндино-Ясачненская, VI – Верхне-Юдомская, VII – Верхне-Колымская, VIII – Омсукчанская, IX – Охотско-Чукотская.

1–5 месторождения: 1 – барит-колчеданно-полиметаллического типа: 1 – Хотойдох; 2 – серебро-сурьмяного типа: 2 – Тихон, 3 – Урультан, 4 – Кысылга, 5 – Кавказ, 6 – Аид, 7 – Дичек, 8 – Громада, 9 – Атунджа; 3 – серебро-сульфидно-оловянного типа: 10 – Курдатское, 11 – Купольное, 12 – Высокогорное, 13 – Кутинское, 14 – Лазо, 15 – Ударник; 4 – серебро-свинцового типа: 16 – Мангазейское, 17 – Прогноз, 18 – Менкече; 5 – серебро-редкометалльного типа: 19 – Волчек.

красно-бурый цвет, является хорошим индикаторным признаком оруденения. Широкое развитие таких сульфидизированных зон в пределах пояса свидетельствует о высоком потенциале барит-колчеданно-полиметаллического оруденения. По данным Е.Ф. Дылевского [13], контрастная базальт-андезит-риолитовая вулканическая формация по своим особенностям сопоставима с аналогичными формациями энсиалической Японской островной дуги и вторичной эвгеосинклинали Рудного Алтая. В этой же металлогенической зоне в позднемеловое время в связи с проявлением постагреационного кислого субвулканического магматизма формируется эпитермальное серебро-сурьмяное, реже золото-серебряное оруденение. Типичными представителями этого типа оруденения являются месторождения Кысылга, Тихонское, Урультун. И субвулканические образования, и непосредственно оруденение в пределах пояса контролируются крупными глубинными разломами типа Дарпирского. На южном фланге зоны в пределах Верхне-Сеймчанского района широко проявлено се-

ребро-редкометалльное оруденение предположительно раннемелового возраста. Оно ассоциирует с субщелочным дайковым комплексом пестрого состава. Таким образом, Уяндино-Ясачненская серебряносная зона контролирует размещение разновозрастного оруденения вулканогенного класса.

Верхоянская металлогеническая зона локализуется в миогеоклинальных отложениях Верхоянской пассивной континентальной окраины. Месторождения серебра представлены серебро-полисульфидно-оловянным и серебро-свинцово-цинковым типами, производными эволюционирующих олово-серебряносных рудно-магматических систем. В зависимости от условия развития серебряносно-оловянных РМС могут формироваться либо один из типов оруденения, либо оба, располагаясь в пределах рудных узлов зонально или совмещаясь в единой рудолокализирующей структуре. Зона охватывает серию фронтальных надвигов в пограничной с Сибирской платформой области и юго-западную часть поперечных рядов гранитоидов, в которой магматические образования

практически не вскрыты эрозией и их присутствие обнаруживается по наличию дайковых тел и полей контактовых роговиков. Отчетливо проявлен структурный и литологический контроль оруденения. Месторождения тяготеют к надвиговым структурам (Мангазейский рудный узел) или участкам пересечения разломов разной природы, ориентировки и глубинности (Прогноз). Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются толщи песчаников.

Верхне-Юдомская зона протягивается узкой полосой на границе Южно-Верхоянского синклиория и Охотского кратонного террейна. В этой зоне отчетливо проявлена приуроченность месторождений серебра к кислым магматическим породам, представленным субвулканическими штоками и дайками. В пределах рудных полей здесь широко развиты лампрофиры и дайки гранит-порфиры, часть из которых являются внутрирудными (Менкеченский рудный узел, Алтайское месторождение). Оруденение, как и магматизм, контролируется разномасштабными и разноориентированными системами разрывных нарушений (Кутинское, Высокогорное). Зона специализирована на серебро-полисульфидно-оловянные и серебро-свинец-цинковые месторождения.

Серебро-полисульфидно-оловянные и серебро-свинец-цинковые месторождения известны и в других металлогенических зонах: Адыча-Тарынской (Купольное, Курдатское), Верхне-Колымской (Кандычан, Скарновое) и Уяндино-Ясачненской (Хатыское), где широко проявлены и эпitherмальные серебро-сурьмяные месторождения. Оруденения подобного типа обычно пространственно и генетически связаны с протяженными вулканическими поясами, однако для рассматриваемой области такие связи не являются основополагающими. Серебро-сурьмяное оруденение здесь пространственно и генетически ассоциирует с аккреционными и постаккреционными «островными» вулканическими образованиями, представленными субвулканическими телами среднего и кислого состава, изредка сопровождающимися риолитами, дацитами и их туфами. Интенсивность вулканизма и мощность вулканогенных толщ внутриконтинентальных областей мезозойского периода значительно меньше по сравнению с таковыми для Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса. Этим обстоятельством объясняется своеобразие геологического положения данного типа оруденения. В Адыча-Тарынской зоне, в частности, месторождения данного типа локализуются не только среди вулканических (Дичек), но и в песчано-сланцевой толще верхоянского комплекса (Кавказ), в роговиках (Кысылга) и в позднемеловых гранитоидных массивах (Купольное). В то же время, независимо от лока-

лизации, оруденение отчетливо контролируется долгоживущими, многократно активизированными глубинными разломами (Дарпирский, Улахан-Сисский, Эльгинский и др.). Из перечисленных выше металлогенических зон с серебро-сурьмяным типом оруденения наибольшая концентрация рудопроявлений свойственна Адыча-Тарынской и Уяндино-Ясачненской. В пределах этих зон происходит наложение данного типа оруденения на более ранние барит-колчеданно-полиметаллическое, золотое, серебро-редкометаллическое и серебро-полисульфидно-оловянное.

Для Чокурдахской и Улахан-Тасской металлогенических зон свойственна олово-серебро-сульфидная специализация вулканогенного и плутоногенного профиля раннемелового возраста.

К МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Начало мезозойской металлогенической истории серебра связано с субдукционными обстановками формирования Уяндино-Ясачненской островной дуги. В этот период образовалось барит-колчеданно-полиметаллическое сереброносное оруденение типа Куроко.

Исходя из литературных данных [11, 14, 16, 20, 21, 23, 24] и собственных наблюдений о тесной пространственной и временной связи серебро-полисульфидно-оловянного оруденения с гранитами (147–151, 122–105 млн лет), о существовании вертикального ряда смены минеральных типов оруденения, локализации оруденения в пределах мезозойских осадочных комплексов, преимущественно борном профиле жильной минерализации – мы предполагаем, что оруденение данного типа возникло в аккреционный период. Имеющиеся в нашем распоряжении немногочисленные данные по изотопам свинца галенитов и арсенопиритов (табл. 2, лаборатории ИГАБМ СО РАН и Геологической службы США) свидетельствуют о нижнекоревом источнике свинца в рудах. В краевых зонах мезозойского периода, под влиянием палеозойского, а может быть и более древнего основания, обогащенного бором, наличие которого подтверждается существованием протяженного бороносного пояса, совпадающего со структурами Момского составного террейна (месторождения Чокурдахского, Догдо-Эрикитского, Яно-Полоусненского поясов), формировались крупные интрузии гранитоидов, обогащенные бором. С этими интрузиями, размещение которых контролируется преимущественно поперечными к складчатым структурам разрывными нарушениями, связано серебро-полисульфидно-оловянное оруденение с отчетливо зональным расположением минеральных типов относительно материнских гранитов. Обогащенные бором

флюиды отделялись при кристаллизации гранитов и формировали вертикальный ряд месторождений от силикатно-сульфидных с грейзенами до сульфидно-карбонатных с силикатной составляющей. Конечным продуктом функционирования таких олово-серебряносных РМС может быть серебро-свинцово-цинковое оруденение при условии активизации глубоких уровней этих систем. Такая активизация вызывается воздействием молодой охотской субдукции на ранние продольные надвиговые системы, которые активизируются в качестве крупных сдвиговых, проникающих на глубокие коровые уровни.

Локальность распространения серебро-редкометалльного оруденения в регионе и тесная его связь с дайками, секущими граниты Каньонского массива, специфичность состава руд и многостадийность процесса их формирования позволяют предполагать, что на фоне кристаллизации раннемеловых интрузий гранодиорит-гранитной ассоциации (Каньонский, Громаденский и Дерясь-Юрегинский массивы) создались условия, способствующие образованию остаточного магматического расплава в придонных частях интрузивной камеры. В нем происходило накопление обогащенного бором и комплексом тяжелых металлов флюида, равновесного с остаточным кислым расплавом. Тектонические подвижки, связанные с процессами тыловодужного рифтогенеза, отвечающие начальной стадии образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, привели к вскрытию придонных частей интрузивной камеры. В результате сформировались дайки интенсивно аутометасоматически измененных гранит-порфиров с ореолами турмалиновых роговиков вокруг них и с практически синхронным им редкометалльным оруденением.

Серебро-сурьмяный тип оруденения с золотом и оловом связывается нами с формированием вулканогенных гидротермальных систем, генерация которых также связывается с охотской субдукцией. Модели такого рода достаточно широко известны и разработаны на примере месторождений окраинно-континентальных и островных магматических дуг, а для Северо-Востока России они подробно разобраны В.И. Гончаровым [9]. Предпосылками для принятия именно такой модели служат малоглубинный, вплоть до эпитермального, облик минерализации, тесная связь с субвулканическими порфировыми интрузиями, характерный геохимический спектр оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ имеющегося материала позволяет сделать вывод о формировании серебряного оруденения на протяжении позднемезозойских аккреционного и постааккреционного этапов истории геологического

развития региона. Четко прослеживается связь образования различных типов серебряного оруденения с определенным геодинамическим режимом. Серебряные месторождения всех типов оруденения характеризуются малоглубинными условиями образования. Процесс рудоотложения имеет сходный режим эволюции магматогенных флюидов, взаимодействующих с метеорными водами.

Статья подготовлена в рамках работ по грантам РФФИ 03-05-64980, 03-05-96010 и интеграционных проектов ДВО-СО РАН № 69, 71.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас (Северо-Восточная Якутия). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 199 с.
2. Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Новые данные по магматизму и металлогении серебра Верхне-Индибирской кольцевой структуры // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 54–57.
3. Борисенко А.С., Боровиков А.А., Павлова Г.Г., Морцев Н.К. Физико-химические условия формирования серебро-сурьмяного оруденения Базардаринского рудного узла // Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горнорудного района (Южный Памир). Новосибирск: Изд-во ИГиГ, 1990. С. 160–180.
4. Гамянин Г.Н. Барит-полиметаллическая формация Колымского срединного массива // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии: Сб. науч. тр. Якутск: Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1978. С. 56–71.
5. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Близповерхностное оруденение восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 82–89.
6. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С. Особенности химического состава блеклых руд из месторождений золота различных рудных формаций Восточной Якутии // Геология руд. месторождений. 1989. № 2. С. 50–62.
7. Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Алпатов В.В., Борисенко А.С., Носик Л.П. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология руд. месторождений. 1998. № 5. С. 440–458.
8. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В., Аникина Е.Ю., Борисенко А.С., Боровиков А.А., Бахарев А.Г., Жданов Ю.Я., Носик Л.П. Серебро-оловянное месторождение Купольное (Республика Саха, Россия): пример эволюции рудно-магматической системы // Геология руд. месторождений. 2001. № 6. С. 495–523.
9. Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983. 215 с.
10. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
11. Грачева О.С., Крылова Л.И. Структура и минералогические особенности Верхне-Сеймчанского редкометалльного месторождения // Инф. сб. ВСЕГЕИ. № 9. Л.: ВСЕГЕИ, 1959. С. 13–24.

12. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 50–107
13. Дылевский Е.Ф. Колчеданность вулканических ассоциаций (на примере вулканических комплексов центральных районов Северо-Востока России) // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 61–81.
14. Дылевский Е.Ф., Зуев С.А., Шпикерман В.И. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох в верхнеюрских осадочно-вулканогенных отложениях центральной части хр. Черского // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 81–97.
15. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
16. Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. 250 с.
17. Некрасов И.Я., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Жданов Ю.Я., Горячева Е.М., Лескова Н.В. Минералого-геохимические особенности серебряного оруденения Верхояно-Колымской складчатой области. Минеральные ассоциации руд серебросурьмяной и золотосеребряной формаций // Минерал. журн. 1987. № 6. С. 5–18.
18. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной пачифики. Т.1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–206.
19. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
20. Пляшкевич А.А. Минералогия и геохимия олово-серебро-полиметаллических месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 72 с.
21. Савва Н.Е. Минеральный состав и особенности перераспределения вещества руд колчеданно-полиметаллического месторождения Хотойдох // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 97–116.
22. Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 257 с.
23. Соколова Е.А. Комплекс малых интрузивов Верхне-Сеймчанского района и связанная с ним рудоносность // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1956. Вып. 10. С. 69–93.
24. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 281 с.
25. Barton P.B.Jr., Bethke P.M., Toulmin P. Equilibrium in ore deposits // Miner. Soc. Amer. Spec. Paper. 1963. N 1. P. 171–185.
26. Henley R.W. Gaseous components in geothermal processes // Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. E 1 Pasco: Econ.Geol. Publ. Co. 1984. P. 45–56.

G.N. Gamyarin, N.A. Goryachev, N.S. Bortnikov, E.Yu. Anikina

Types of silver mineralization in Verkhoyansk-Kolyma mesozoides (geology, mineralogy, genesis, and metallogeny)

The area of the Verkhoyansk-Kolyma mesozoides is a large silver-bearing province. Various types of mineralization are developed there including epithermal silver-antimony, volcanogenic argentiferous pyrite-barite-polymetallic, silver-polysulphide-tin, silver-rare metal, and silver-lead-zinc mineralization. The geological history of the region involves the following stages in the formation of various types of silver mineralization. The earliest is argentiferous barite-pyrite-polymetallic mineralization related to volcanic arcs. It is represented by Kuroko-type dynamometamorphosed deposits of Late Jurassic (about 150 Ma) age. Silver-polysulphide-tin mineralization formed in the period of accretion and was related to granitoid tinny systems (146-120 Ma). Silver-rare metal and silver-lead-zinc mineralizations, which were preceded by the emplacement of acid subvolcanic dikes aged at 80-90 Ma, are post-accretionary. Epithermal silver-antimony mineralization also formed in the post-accretionary period and was related to tectonomagmatic activation of deep-seated faults of mesozoides. It has an age of less than 80 Ma. The distribution of various types of mineralization is mainly controlled by such geological features as regional fold structures, large deep-seated faults and volcanogenic belts. The Uyandina-Yasachnensk silver-bearing metallogenic zone with argentiferous barite-pyrite-polymetallic and epithermal silver-antimony mineralization, the Adycha-Taryn zone with silver mineralization of granitoid trend and epithermal silver-antimony mineralization, and the West Verkhoyansk and South Verkhoyansk zones with silver mineralization of granitoid trend have been established. All the deposits described above are assigned to a low-temperature (280-120°C) type, with relatively low salt concentrations (9.2-3.3 % NaCl eq.) at silver-polysulphide-tin deposits increasing up to 29 % NaCl eq. at silver-lead-zinc deposits. The largest and economically most important are silver-lead-zinc deposits, formed at shallow depths. Gases at the deposits of granitoid trend are dominated by CO₂ (45.3-94.2 rel. %), while at silver-antimony deposits nitrogen is important (up to 67.1 rel.%). Studies of stable and radiogenic isotopes revealed similarity of many isotope parameters of silver mineralization of granitoid systems and their significant difference from silver mineralization of the volcanic series.

СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЧАРКЫНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

В.А. Трунилина, Ю.С. Орлов, С.П. Роев

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

Чаркынский вулcano-плутонический пояс расположен вблизи зоны коллизии Верхоянской континентальной окраины и Колымо-Омолонского микроконтинента перед фронтом развития гранитоидов Главного пояса. Размещение его контролируется зоной региональных разломов. В статье изложены первые данные по петрографии, петро- и геохимическому составу среднеюрских вулканических пород пояса, приведены новые данные по составу интрузирующих их позднеюрских субвулканических и гипабиссальных образований. На основании типоморфных особенностей пород и минералов сделан вывод о наиболее вероятном развитии пояса в обстановке активной континентальной окраины.

Ключевые слова: магматические породы, средняя юра, геодинамика, Чаркынский вулcano-плутонический пояс, Якутия.

ВВЕДЕНИЕ

Вдоль северо-восточного борта Иньяли-Дебинского синклинория более чем на 80 км прослежены выходы субвулканических и гипабиссальных тел и изолированные поля вулканитов, образующие Чаркынский вулcano-плутонический пояс (ЧВПП). Он расположен вблизи зоны коллизии Верхоянской континентальной окраины и Колымо-Омолонского микроконтинента перед фронтом развития гранитоидов Главного пояса. Размещение его контролируется зоной региональных разломов (рис. 1). В последние годы появились данные о возможном продолжении пояса на юго-восток (устное сообщение В.С. Оксманна). Сведения о составе и взаимоотношениях пород ЧВПП имеются только в отчетах геолого-съемочных партий (Вишневский А.Н., 1973, 1986 гг.; Сенотрусов Ю.И., 1991, 1992 гг.; Узюнкоян А.А., 1997 г.); сводное петрографическое описание интрузивных пород приведено в монографии Б.Л. Флерова и др. [17]. А между тем, определение генетической природы и геодинамической позиции ЧВПП в силу его структурно-тектонической локализации может оказать существенное влияние на реконструкцию мезозойской истории континентальной окраины в целом.

В настоящей статье изложены первые данные по составу вулканических пород пояса, по петрографии, петро- и геохимии субвулканических и гипабиссальных образований, и на этой основе сделан вывод о наиболее вероятной геодинамической позиции ЧВПП.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вулканогенные образования в пределах ЧВПП приурочены главным образом к основанию Хангасской субвулканической постройки и закартированы на правобережье р. Чаркы. Впервые они были отмечены Г.Н. Логиновой (1959 г.), по данным которой эффузивно-осадочная толща мощностью 450 м с угловым несогласием перекрывает фаунистически охарактеризованные ааленские терригенные отложения. Детальный разрез вулканогенно-осадочных образований приведен в отчетах А.Н. Вишневского (1986 г.) и Ю.И. Сенотрусова (1991, 1992 гг.). Первый на основании флористических остатков датирует их оксфорд-киммериджем и подразделяет на две толщи: нижнюю, сложенную алевролитами с отдельными покровами риодацитов, и верхнюю, видимой мощностью около 700 м, основную роль в которой играют лавы и туфы дацитов, андезитов и андезибазальтов. Причем, кислые вулканиты тяготеют к нижней части разреза, а основные – к верхней. По составу он сопоставляет эти образования с келловей-оксфордской эмтанджинской свитой Уяндино-Ясачненской островной вулканической дуги (УЯВП).

Ю.И. Сенотрусов в основании Хангасской постройки картирует две свиты. К нижней хангасской свите мощностью 200–250 м, по фаунистическим сборам (преимущественно двустворки) датируемой ааленским веком средней юры, им отнесены пачки переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников или алевролитов и аргиллитов с отдельными пла-

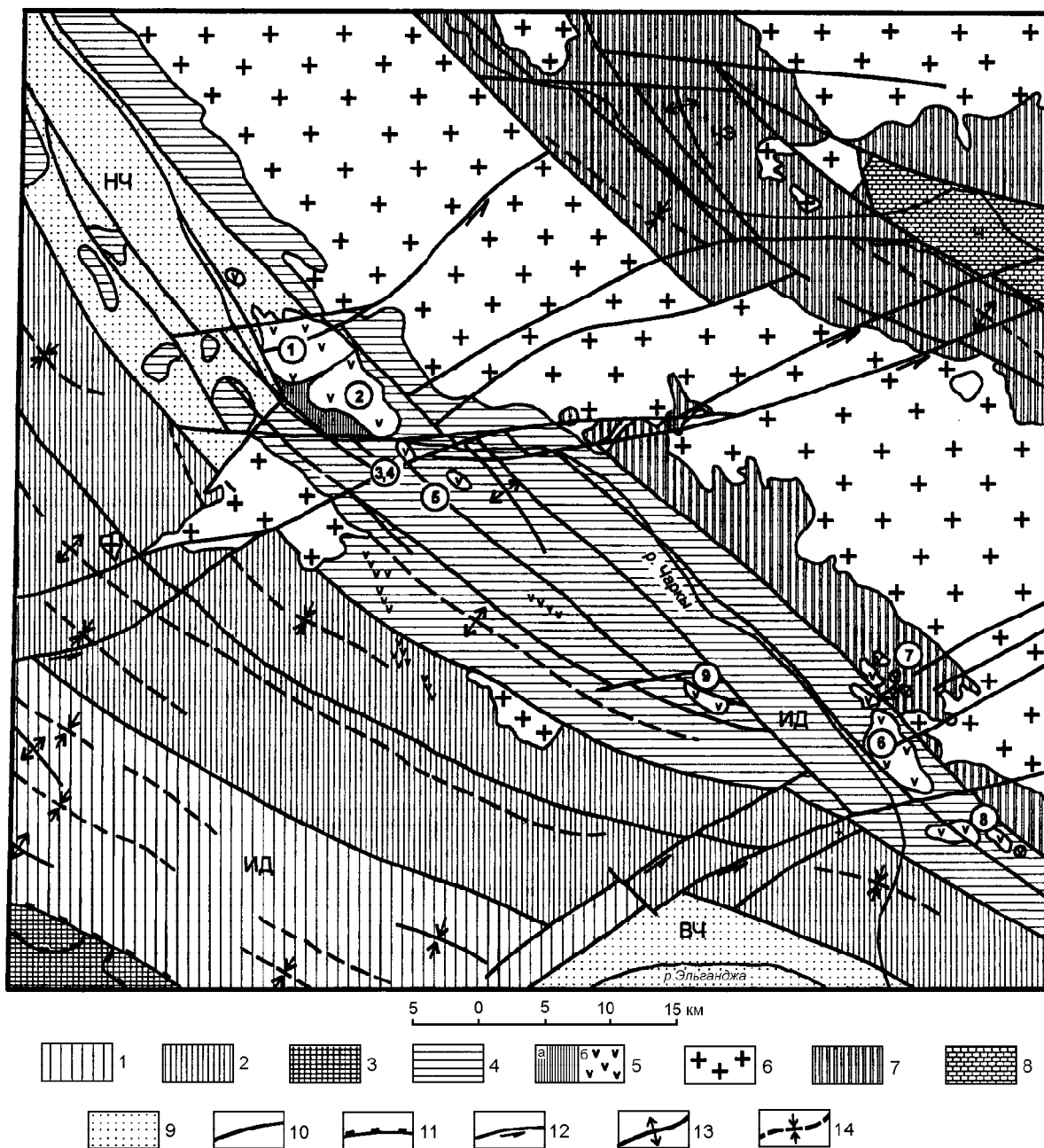


Рис. 1. Тектоническая схема бассейна р. Чаркы (по А.Н. Вишневному, 1986 г.).

ИД – Иньяли-Дебинский синклиорий: 1–3 – Чаркы-Индигорская складчато-надвиговая система, зоны: 1 – линейных складок (нижняя, средняя юра); 2 – брахиподобных, реже линейных складок (средняя, верхняя юра); 3 – чешуйчатых структур и складок пластического волочения (фронтальная часть); 4–6 – Чаркы-Иньялинская корневая система: 4 – зона узких линейных изоклиальных складок (нижняя, средняя юра); 5 – позднеюрский вулканический комплекс (а – эффузивно-осадочные фации; б – субвулканические и жерловые фации, тела и дайки); 6 – раннемеловые гранитоиды; 7 – зона развития брахиподобных и линейных складок верхнетриасовых терригенных отложений (ЧЭ – Чигагалах-Эрикитский антиклинорий); 8 – зона складчато-блоковых структур ордовик-каменноугольных терригенно-карбонатных отложений (Ч – Чималгинский антиклинорий); 9 – кайнозойские наложенные впадины (ВЧ – Верхне-Чаркынская, НЧ – Нижне-Чаркынская); 10–12 – разрывные нарушения: 10 – долгоживущие разломы; 11 – взбросы и надвиги; 12 – сдвиги; 13 – оси антиклиналей; 14 – оси синклиналей. Массивы Чаркынского вулcano-плутонического пояса: 1 – Северный Хангасский, 2 – Южный Хангасский, 3 – выход высоты 789,0 м, 4 – Безыманный, 5 – Горбы, 6 – Наледный, 7 – Муочуньинская группа, 8 – Онньохская группа, 9 – Мямундинский.

стами песчаников. К залегающей выше *безымянной* свите мощностью 485 м отнесены преимущественно вулканогенные породы с преобладанием в нижней половине разреза дацитов, риодацитов, их туфов, туфогравелитов, туфоалевролитов, а в верхней – андезитов и андезидацитов. По фаунистическим сборам в прослоях осадочных пород свита датируется поздним ааленом–ранним байосом.

Проведенные нами исследования позволили внести существенные коррективы в представления о строении вулканогенной толщи.

В верхней части разреза *хангасской свиты* по делювиальным развалам, фрагментарным коренным обнажениям установлен покров палеотипных андезибазальтов и базальтов видимой мощностью до 70–80 м. Породы порфировые, со стекловатым базисом основного состава. Во вкрапленниках (12–25 об. %) установлены тонкозональный лабрадор-битовнит, магнезиальные клинопироксен и амфибол и единичные зерна оливина. Породы рассланцованы и подверглись интенсивным постмагматическим преобразованиям (развитие эпидот-хлорит-кварцевых, карбонат-кварцевых, хлорит-кварцевых метасоматитов с вкрапленностью сульфидов). Первичные минералы наблюдаются только в реликтах.

В составе *безымянной свиты* мощностью до 300 м преобладают вулканогенные породы (снизу вверх): риолиты – 10 м; дациты – 15 м; андезибазальты – 60 м; андезиты – 10 м; дациты – 10 м; базальты, андезибазальты – 40 м; кластолавы дацитового и риолит–андезитового состава – 15 м; андезиты – 30 м; дациты – 10 м. Покровы эффузивов разделены пачками переслаивания алевролитов и аргиллитов.

Базальты и андезибазальты отличаются от аналогичных по составу пород хангасской свиты большей степенью раскристаллизации основной массы, насыщенной микролитами и сферическими сростками плагиоклаза и микропризматическими зернами пироксенов и амфибола. В порфировых выделениях (14–25 об.%) наблюдаются прямозональный лабрадор (до андезин-лабрадора по периферии), магнезиальные клино- и ортопироксены. Отмечены единичные зерна катклазированного ксеногенного кварца и их срастания с гранатом альмандин-гроссулярового состава.

Андезиты и дациандезиты имеют варьирующие соотношения основной массы и вкрапленников нескольких генераций (от первых % до 60 об. %). Глубинный этап кристаллизации представлен магнезиальным диопсидом и андезином N 50–44 с нечеткой прямой зональностью. В промежуточной камере образовались магнезиальный до умеренножелезистого амфибол и тонкозональный андезин N 46–34, часто образующий невадитовые участки. В дациандезитах

появляются единичные зерна кварца и умеренножелезистого биотита. В близповерхностных условиях кристаллизовались микролиты олигоклаза N 20–27 и микрозерна амфибола и биотита. Основная масса гипокристаллическая, гиалопилитовая, криптокристаллическая, с сочетанием участков различного сложения в одном шлифе.

Риолиты и дациты характеризуются обилием порфировых выделений (33–50 %, в единичных случаях до 80 % объема породы), среди которых установлены магнезиальный клинопироксен, олигоклаз N 24–13, биотит и кварц. В основной крипто- и микрокристаллической массе наблюдаются многочисленные микролиты олигоклаза, микропризмочки амфибола и гнездовые обособления кварца.

Кластолавы сложены обломками риодацитов, дацитов, андезитов и крупных кристаллов андезина (в сумме до 70 об. %) в стекловатом или фельзитовом цементе, содержащем мелкие выделения кварца и плагиоклаза, ориентировка которых подчинена границам "обломков".

Все вулканические породы деформированы, подверглись интенсивным постмагматическим и контактово-метаморфическим преобразованиям. Кроме основания Хангасской постройки, они отмечены нами в подошве Наледного массива, где представлены 20-метровым покровом риолитов среди пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов.

Субвулканические и интрузивные образования ЧВПП расположены цепочкой вдоль зоны региональных разломов. С северо-запада на юго-восток закартированы массивы Северный и Южный Хангасские, интрузивный выход высоты 789,0 м, массивы Безымянный, Горбы, Наледный, Муочуньинская и Онныхская группы субвулканических тел. Восточнее, в зоне Дарпирского разлома локализован Сетаньинский, а западнее в пределах зоны влияния Чалбинского разлома – Мямундинский субвулканы (рис. 1). Площади выходов магматических образований – 0,2–18 км². По морфологии массивов выделяются этмолиты, бисмалиты, штоки и пластообразные залежи. Первые представляют собой воронкообразные тела с углами падения подошвы от 15–30° до 50–60° к центру массивов, резко возрастающими с глубиной. Эти «воронки» венчают гребни с углами скатов до 30° (Южный Хангасский и Наледный массивы, часть Муочуньинских тел). Бисмалиты – тела трубообразной формы с крутыми до вертикальных контактами. Они представлены Северным Хангасским массивом и мелкими телами Муочуньинской и Онныхской групп. Пластообразные залежи имеют мощность до 150–200 м и характеризуются пологим падением контактовых поверхностей (залежь Горбы и часть Онныхских тел). Дайки мощностью от

первых до 15–20 м и протяженностью от первых сотен метров до 3,5 км наиболее широко развиты в юго-восточной части пояса.

Изотопные датировки магматических пород крайне противоречивы. Так, по данным К-Аг датирования (анализы выполнены под руководством Н.И. Ненашева в Институте геологии ЯФ СО АН по образцам В.А. Трунилиной), возраст андезитовых порфиритов Южного Хангасского массива (здесь и далее – в млн лет) – 160, 152, 117 и 114; кварцевых диоритов Наледного массива – 168 и 112; диоритов Муочуньинского – 105; риолит- и гранит-порфиров Северного Хангасского массива – 117 и 77; тех же пород субвулканических тел бассейна р. Муочунья – 106 и 85. Такой разброс значений обусловлен интенсивным неравномерным проявлением в породах постмагматических и контактово-метаморфических процессов (все тела находятся в зоне влияния крупного Чибагалахского гранитоидного массива). По Rb-Sr изотопным определениям в СВКНИИ ДВО РАН (Сенотрусов Ю.И., 1991г.) для пород Южного Хангасского массива получены изохроны с возрастом 192–194 млн лет, что соответствует рубежу триаса и юры по более ранним и середине ранней юры – по новейшим геохронологическим таблицам. И в том, и в другом случае породы массива оказываются древнее вмещающей их среднеюрской толщи. Следует отметить, что подобные ложные изохроны по Rb-Sr методу описаны и для ряда других регионов мира. Так, для кайнозойских андезитов Андийских стратовулканов получены изохроны с возрастом 360, 380 и 400 млн лет, что объясняется сложным ходом формирования материнских расплавов: возникновением их в результате интенсивной контаминации первичных глубинных магм веществом нижнекоровых субстратов [7]. В то же время, по геологическим данным возрастная позиция субвулканических и интрузивных образований пояса достаточно определена: они прорывают интенсивно рассланцованную и смятую в складки среднеюрскую вулканогенно-осадочную толщу и сами интродированы апофизами Чибагалахского гранитного массива и метаморфизованы под его влиянием. Учитывая общепринятое положение о начале складчатости в регионе в конце поздней юры [10] и геологическую позицию магматических тел, мы не можем датировать их древнее, чем самый конец поздней юры или рубеж юры и раннего мела.

По составу среди субвулканических и гипабиссальных образований Чаркынского пояса выделены две группы: 1) субвулканические тела и дайки гранодиорит- и дацит-порфиров, массивы и дайки кварцевых диоритов, андезитовых и кварцевых диоритовых порфиритов; 2) более молодые субвулканические массивы и дайки гранит- и риолит-порфи-

ров. Взаимоотношения пород внутри группы фациальные, между породами первой и второй групп – интрузивные.

Породы первой группы характеризуются прямой и рекуррентной зональностью плагиоклаза, состав которого в процессе кристаллизации меняется от лабрадора N 68–51 в ядрах до андезина и олигоклаз-андезина N 33–30 по периферии зерен. Центральные зоны насыщены антипертитами калиевого полевого шпата. Содержание в плагиоклазе до 20 % ортоклазового минала определяет температуру кристаллизации до 1100°C. Пироксены представлены магнезиальными (железистость $f = 15–40\%$) диопсидом и ортопироксеном с повышенными содержаниями чермакитового минала. Рассчитанные по методике Л.Л. Перчука [11] температура кристаллизации диопсида составляла 1240–1000°C, ортопироксена – около 1000°C, давление – 6,5 кбар. Одновременно с клинопироксеном образуется гранат, вкрапленники которого обычны в порфировых породах (до 3–5 об.%). При давлении около 5 кбар пироксен замещается магнезиальной ($f = 25–40\%$) роговой обманкой или паргаситом, также с повышенными содержаниями чермакитового минала, а в близповерхностных условиях – биотитом ($TiO_2 = 5,2\%$, $f = 40–55\%$, глиноземистость $al' = 16–17\%$). Наряду с магматическим гранатом пироп-альмандинового состава (до 23,3 % Ру), отвечающего гранатам производных нижнекоровых расплавов [6], присутствуют оплавленные и резорбированные зерна гроссуляра, обычного для метаморфических пород региона (реликтовый минерал субстрата магмогенерации). В дацитах и дациандезитах, кроме того, установлены единичные выделения калишпата (высокий ортоклаз, в ядрах – промежуточный ортоклаз) и кварца, а также относительно крупные зерна ксеногенного трещиноватого кварца. Из акцессорных минералов для пород первой группы характерны: хромсодержащее самородное железо, титаномагнетит (до 8 % TiO_2 и до 1,08 % Cr_2O_3), магнетит; сфен, Cl- и F-апатиты маловодных расплавов, циркон, ортит, монацит.

В породах второй группы пироксены и амфибол, по составу аналогичные таковым пород первой группы, установлены только в реликтах. В порфировых разностях среди вкрапленников преобладает кварц, по периферии густо насыщенный вростками полевых шпатов и слюд. В центре зерен в единичных случаях отмечаются мелкие корродированные включения андезина. Плагиоклаз выделений имеет состав олигоклаза N 26–20 с высокой (0,7–0,8) степенью упорядоченности в центре и понижением ее к периферии зерен (0,5–0,6). В нем нередки прихотливой формы ядра андезина N 33–38. Наблюдаются и единичные неправильные, явно оплавленные, самостоя-

тельные зерна такого плагиоклаза (реликты более глубинного этапа кристаллизации). Калишпат представлен высоким и промежуточным ортоклазом. Биотит более железистый и глиноземистый, чем в породах первой группы ($f = 50-65\%$, $al' = 18-19\%$). Акцессорные фракции включают сфен, магнетит, апатит, циркон, рутил, ортит. Апатит иногда дает соизмеримые с порфиrowыми вкрапленниками (до 1,5 мм) длиннопризматические кристаллы с составом хлорсодержащего (до 0,2–0,35 % Cl) F-апатита, также соответствующего апатиту производных маловодных нижнекоровых расплавов [5].

Для порфиrowых субвулканических пород весьма характерно прерывно-разноразмерное, гломеро- и сериально-порфиrowое строение с порфиrowыми выделениями нескольких поколений, соответствующих глубинному этапу кристаллизации, кристаллизации в промежуточной камере и на уровне становления массива.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Изучение петрохимического состава вулканических пород осложняется их интенсивным постмагматическим преобразованием, особенно для пород

наиболее основного и наиболее кислого состава, в силу чего анализы базальтов и риолитов в таблицах 1, 2 не приведены, а содержания SiO_2 в андезибазальтах несколько завышены. Наименее измененные разности вулканитов обеих свит характеризуются пониженной щелочностью калий-натрового типа и высокой глиноземистостью. Восстановленный по методу АТМ [8] состав исходного расплава отвечает известково-щелочному базальту. На диаграмме магматических серий точки их составов локализируются вблизи известкового тренда САI (рис. 2). По характеру распределения элементов-примесей (табл. 2) породы среднего и основного состава относятся к геохимическому типу известково-щелочных андезитов и андезибазальтов островных дуг и активных континентальных окраин [7]. Рассматриваемые вулканиты от аналогичных по составу пород расположенного восточнее УЯВП существенно отличаются как по соотношениям петрогенных окислов, так и по содержаниям и идентификационным отношениям элементов-примесей [16]. Наиболее показательным, учитывая высокую степень постмагматического преобразования пород, является характер распределения в них редкоземельных элементов, наиболее инертных при различных метасоматических и постмагматических

Таблица 1. Петрохимический состав вулканических пород Чаркынского вулканоплутонического пояса.

Оксиды, %	Хангасская свита		Безымяннская свита						
	Ф4059	Р612/1	Ф4059/5	Ф4060	Р613/1	Р613/3	Р614/3	Р614/5	О22/4
SiO ₂	57,82	58,52	59,04	60,48	64,13	59,65	57,12	63,91	62,33
TiO ₂	0,76	0,86	0,71	0,63	0,81	0,72	0,71	0,68	0,55
Al ₂ O ₃	16,22	15,11	15,56	15,75	14,32	15,65	16,07	15,47	15,82
Fe ₂ O ₃	1,56	2,04	0,40	0,68	3,03	1,78	2,72	2,01	2,17
FeO	4,60	5,32	5,80	5,10	3,00	3,37	4,89	4,48	3,09
MnO	0,11	0,10	0,11	0,13	0,10	0,13	0,07	0,07	0,12
MgO	1,67	1,15	3,69	2,82	не обн.	1,02	2,56	0,99	2,41
CaO	4,86	6,21	5,12	5,27	3,67	7,09	5,54	3,34	4,16
Na ₂ O	2,67	3,06	2,49	2,28	2,77	2,55	1,67	3,46	3,06
K ₂ O	1,90	1,10	0,96	2,52	2,59	1,13	1,53	1,16	2,94
H ₂ O ⁺	3,70	2,96	2,74	2,03	2,00	2,81	3,66	2,33	2,16
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,11	0,10	0,12	0,13	0,12	0,16	0,15
CO ₂	3,67	3,13	2,67	0,79	3,21	3,56	3,86	1,92	0,26
S _{tot}	0,04	0,05	0,16	0,04	не обн.	0,16	0,05	0,04	0,03
Li ₂ O	0,018	0,0092	0,0065	0,004	0,004	0,0066	0,0084	0,0067	0,012
Rb ₂ O	0,0041	0,0052	0,0025	0,0065	0,0095	0,0088	0,0074	0,006	0,016
F	0,08	0,02	0,08	0,08	0,01	0,03	0,01	0,01	0,10
Total	99,82	99,77	99,65	98,71	99,77	99,82	100,60	100,04	99,38

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН Д.А. Кулагиной и М.А. Слепцовой.

Таблица 2. Средний состав магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n	2	7	12	9	5	4	4	13	6	4
SiO ₂	58,17	60,95	63,73	63,66	64,45	67,89	66,36	72,97	68,90	74,92
TiO ₂	0,81	0,69	0,55	0,57	0,62	0,36	0,42	0,10	0,27	0,03
Al ₂ O ₃	15,62	15,52	15,94	16,05	15,42	14,57	14,96	13,29	15,15	13,56
Fe ₂ O ₃	1,80	1,83	1,71	1,81	1,51	3,34	2,23	1,09	0,84	1,10
FeO	4,96	4,25	3,13	3,80	3,49	0,76	1,77	1,24	2,88	0,84
MnO	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09	0,12	0,04	0,06	0,08
MgO	1,41	1,93	1,98	1,65	1,15	0,23	0,86	0,41	1,05	0,38
CaO	5,54	4,88	3,86	4,01	3,04	2,43	2,81	1,25	3,11	0,94
Na ₂ O	2,86	2,61	2,93	3,16	3,28	2,84	3,44	3,33	3,08	2,82
K ₂ O	1,50	1,83	2,98	3,14	3,70	2,73	2,68	4,10	3,52	3,69
H ₂ O ⁻	0,18	0,25	0,10	0,16	0,29	0,16	0,10	0,14	0,12	0,22
H ₂ O ⁺	3,33	2,53	2,31	1,14	1,55	2,48	2,25	1,19	0,75	0,86
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,16	0,15	0,18	0,12	0,12	0,04	0,09	0,04
CO ₂	3,40	2,32	0,34	0,45	1,18	1,51	1,74	0,73	0,27	0,54
S _{tot}	0,04	0,07	0,01	0,06	0,08	0,06	0,04	0,03	0,01	0,12
Li ₂ O	0,0136	0,0069	0,008	0,0132	0,0132	0,0045	0,0084	0,0098	0,017	0,0093
Rb ₂ O	0,0046	0,0081	0,007	0,0121	0,0166	0,0103	0,0072	0,0135	0,0153	0,017
F	0,05	0,05	0,09	0,07	0,25	0,06	0,06	0,04	0,04	0,02
Сумма	99,75	99,71	99,83	99,85	100,03	99,48	99,88	99,87	100,05	99,97
Элементы, г/т; Au, мг/т										
Cr	51	92	122							55
Ni	13	16	24	45,1	34,7	13,8	12	29	38,3	21
V	90	95	70	61,4	57,2	26,4	35	9,6	47,2	100
Co	14	16	11,4	11,7	8,5	5	7,3	3,3	7,8	9,7
Ba	690	657	974	1015	993	826	1149	1324	1168	707
Sr	108	132	153	250	295	97	204	115		145
Zr	167	169	207	168	193	151	181	104	163	187
Nb	9,3	10	10,8	11	11,2	10	12	10,7	10,8	12
Y	24	27	27,5	26,3	29,9	21,5	27,1	19,4	27,7	27
Yb	3,3	3,3	2,9	3,5	3,5	2,3	2,5	2	3,2	2,9
La	17	14,3	14,2	17,5	16	30	22	27,3	13	20
Ce	43	46,7	37,5	32,5	36,8	50	22	39	27	45
Sn			7	5,7				6,2	5	80
B			34	29				18,5	26	24
Pb			20	19				15	23	
Zn			71	89				45	69	
Au	6	10	42,4	7,2	14	19		19,4	11,4	26,4
Ag	0,17	0,13	0,06	0,11	0,22	0,05		0,14	0,13	0,16
Коэффициенты										
K/(K+Na)	0,26	0,31	0,41	0,39	0,42	0,39	0,33	0,45	0,43	0,46
Ca/(Na+K)	1,55	1,43	0,87	0,86	0,59	0,57	0,61	0,22	0,63	0,2
(Na+K)/Al	0,4	0,4	0,51	0,54	0,61	0,52	0,57	0,75	0,58	0,64
Al/(2Ca+Na+K)	0,96	1,03	1,05	1,01	1,03	1,21	1,1	1,08	1,05	1,33
K/Rb	296	205	386	262	202	241	337	277	209	196
Rb/Sr	0,31	0,36	0,42	0,44	0,52	0,97	0,32	1,07		1,08
Ce/Yb	14,6	14,2	12,9	9,3	8,5	21,7	8,8	19,5	8,4	15,5
Ni/Co	0,9	1	2,2	3,8	4,1	5,3	1,7	8,8	4,9	2,2
f	0,7	0,58	0,53	0,61	0,67	0,84	0,65	0,71	0,63	0,77

Примечание. 1,2 – вулканы хангасской (1) и безьянинской (2) свит; 3–8 массивы: 3 – Южный Хангасский, 4 – Наледный, 5 – Онныхский, 6 – Безьянинский, 7 – выход высоты 789,0 м, 8 – Северный Хангасский; 9 – Мучуньинские тела, 10 – дайки риолит-порфиров; n – количество силикатных анализов. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН: силикатные – Д.И. Кулагиной и М.Т. Слепцовой; атомно-эмиссионные – Г.А. Капышевой; атомно- абсорбционные определения Au и Ag – Н.Н. Олейниковой.

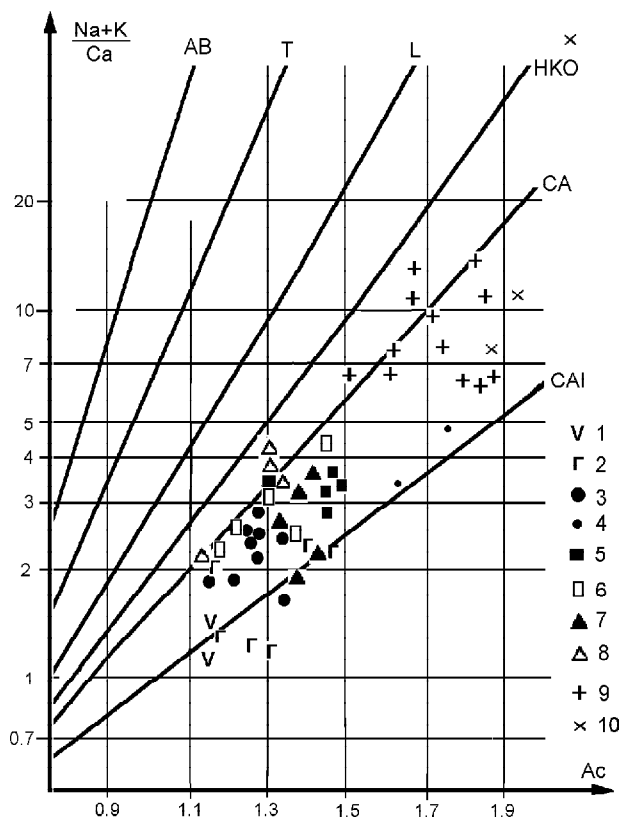


Рис. 2. Магматические серии пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

Вулканисты: 1 – хангасской и 2 – безымянной свит; массивы: 3 – Южный Хангасский, 4 – Безымянный, 5 – выход высоты 789,0 м, 6 – Наледный, 7 – Муочуньинские, 8 – Онньоохские тела, 9 – Северный Хангасский; 10 – дайки риолитов. A_c – активность катионов [4]. Тренды [4]: CAI – известковый низкощелочной, CA – известково-щелочной умереннокалиевый, HKO – известково-щелочной повышеннокалиевый, L – латитовый, T – трахитовый, AB – щелочно-базальтовый.

процессах. Как видно из рис. 3, тренд РЗЭ рассматриваемых в статье вулканистов гораздо более дифференцированный, чем для пород эталонных островных дуг и УЯВП, с большими содержаниями легких лантаноидов, что характерно для пород активных окраин континентов [7]. Заметно выше в них и значение $(La/Yb)_N$ отношения – 2,3–3,6 против 1,2–1,3 для пород УЯВП.

Субвулканические и интрузивные образования обеих выделенных групп характеризуются общностью петрохимических особенностей. Все породы высокоглиноземистые ($al' = 2,0–3,6$ для пород андезитового и дацитового состава и $4,0–5,9$ для риодацитов и риолитов), с невысоким содержанием нормативного корунда ($0,7–5,2$). Все они принадлежат к известково-щелочной серии с ведущей ролью калия в сумме щелочей (рис. 2, 4). По соотношениям Rb и Sr (рис. 5)

породы первой группы соответствуют производным мантийных и мантийно-коровых расплавов, породы второй группы – мантийно-коровых и коровых расплавов. Построения по методу АТМ [8] показывают, что породы первой группы представляют собой дифференциаты базальтоидной, а второй – сиалической магмы. Сочетание петрогеохимических параметров пород и их минералогических особенностей позволяет сделать вывод, что в первом случае происходила контаминация исходного мантийного расплава веществом нижней коры, а расплав, исходный для пород второй группы, генерировался в нижней коре при участии тепла и флюидов глубинного происхождения.

Тренды распределения РЗЭ во всех субвулканических и интрузивных породах Чаркынского пояса дифференцированные и в целом субпараллельны таковым вулканических пород, но с большей ролью легких лантаноидов (рис. 6). По классификациям М.И. Кузьмина [7] и Л.В. Таусона [14], породы первой группы принадлежат к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда активных окраин, с отклонениями к латитовому по содержаниям легких РЗЭ и Ва/La отношению; второй группы – к геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, но также с отклонениями к гранитоидам латитового ряда по повышенным содержаниям Ва, значениям отношений Ва/Rb, К/Rb, а также величине основного геохимического коэффициента [13]: $F \times (Li+Rb)/(Ba+Sr)$ (в среднем 155 – для палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, 50 – для гранитоидов латитового ряда и 36–65 – для пород гранитоидного состава ЧВПП). Все изученные магматические породы обогащены Sn, Li, В, Au, Ag (табл. 2), а также Sb [18]. Наиболее ярко выражена геохимическая специализация на Ag и в меньшей степени на Au, что весьма специфично для вулcano-плутонических образований многих окраинно-континентальных поясов Земли.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Мнения геологов-съемщиков о возрастной и геодинамической позиции вулcano-плутонических образований Чаркынского пояса существенно различаются. А.Н. Вишневецкий (1986 г.) датирует их поздней юрой и синхронизирует с магматизмом Уяндино-Ясачненской палеоостровной дуги, отголоском которого они, по его мнению, являются. К выводу об островодужной природе магматизма ЧВПП приходит и Ю.И. Сенотрусов (1991, 1992 гг.), но датирует его уже средней юрой (см. выше). А. А. Узюнкоян (1997 г.) магматические образования района датирует также средней юрой, но считает, что они формировались в условиях рассеяного спредин-

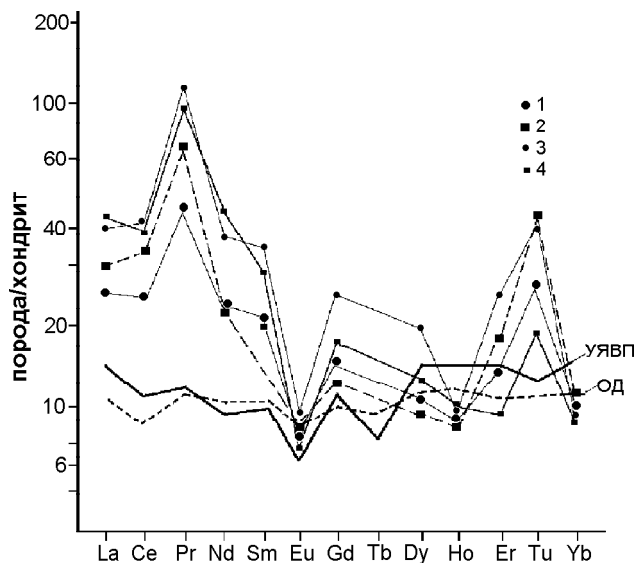


Рис. 3. Нормированное по хондриту [1] распределение редкоземельных элементов в вулканических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1 – андезибазальт хангасской свиты; 2–4 – вулканыты безымянной свиты: 2 – андезибазальт, 3 – андезит, 4 – дацит; ОД – андезиты островных дуг [7], УЯВП – андезит эмтанджинской свиты Уяндино-Ясачненского пояса [16].

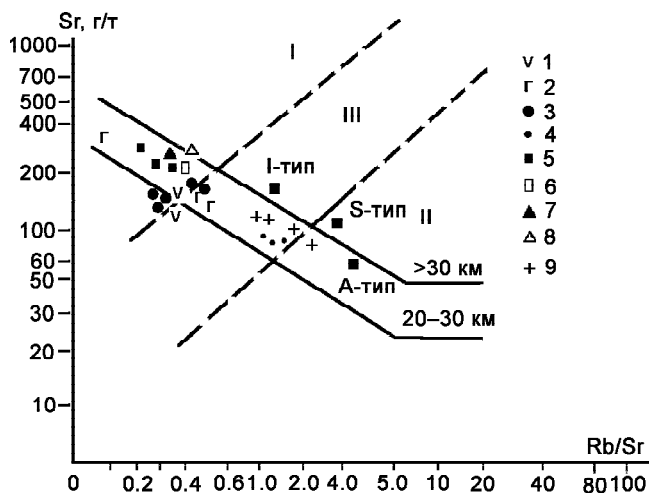


Рис. 5. Соотношение Sr – Rb/Sr в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–9 – см. рис. 2. Поля диаграммы [13]: I – мантийные, II – коровые, III – мантийно-коровые породы. I, S, A – петрогенетические типы гранитоидов, по [24], поля глубинности – по [19].

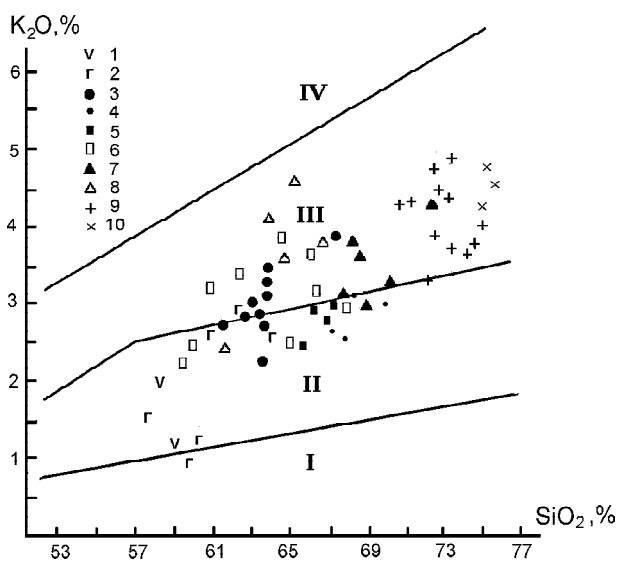


Рис. 4. Соотношение $K_2O - SiO_2$ в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–10 – см. рис. 2. Серии пород [22]: I – низкокаллевая толлитовая, II – среднекаллевая известково-щелочная, III – высококаллевая известково-щелочная, IV – шощонитовая.

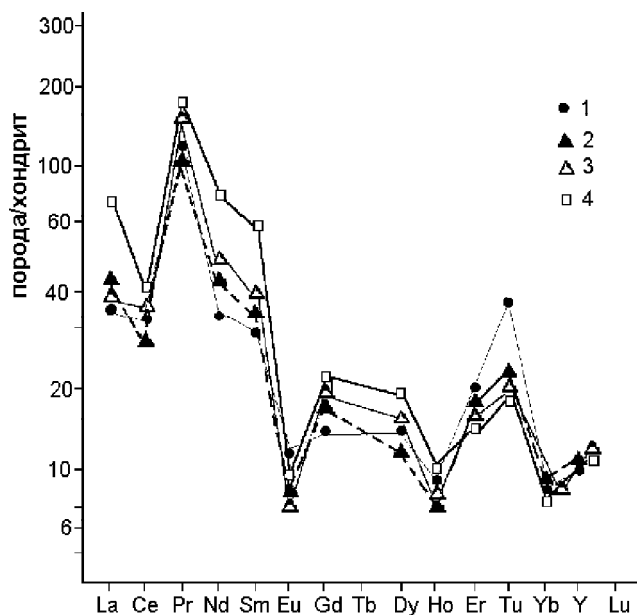


Рис. 6. Нормированные по хондриту тренды распределения редкоземельных элементов в субвулканических и интрузивных породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1 – андезит Южного Хангасского массива, 2 – диорит Наледного массива, 3 – гранит-порфир Северного Хангасского массива, 4 – риолит-порфир Онныхского тела.

га в задуговых бассейнах. При этом затухание спрединга, по его мнению, совпадает с заклиниванием зоны субдукции при коллизии ранне-среднеюрской Алазейско-Олойской палеостровной дуги с Тас-Хаяхтахским террейном.

Отметим следующие особенности магматических пород ЧВВП. Пироксены и амфиболы в них обогащены, в отличие от таковых позднеюрских палеостроводужных УЯВП [15], чермакитовым миналом при бедности – жадеитовым, что типично для пироксенов пород континентальных окраин [3]. На диаграмме АФМ (рис. 7) точки составов пород ложатся вне поля пород УЯВП и в целом совпадают с полем орогенных континентальных ассоциаций. По соотношениям петрогенных и примесных элементов все породы однозначно трактуются как производные континентального магматизма (рис. 8–9) и не сопоставимы с породами близкого петрографического состава УЯВП. Что касается задуговых бассейнов, то, по определению [21], – это любые малые площади океанической литосферы между двумя континентальными фрагментами или островными дугами с преобладанием вулканокластического островодужного материала. Как показано выше, вулканокластика не характерна для отложений Чаркынского пояса, да и наличия участков с океанической корой здесь пока не установлено. Как один из типов задугового бассейна иногда рассматриваются энсиалические бассейны, которые не связаны непосредственно с зонами

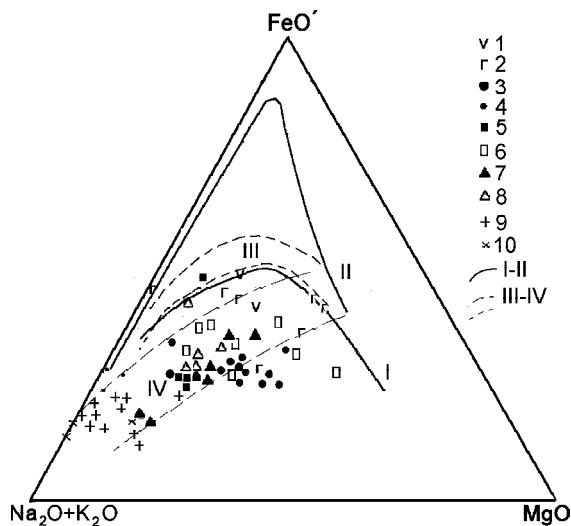


Рис. 7. Диаграмма АФМ для магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–10 – см. рис. 2. I – тренд толеитовых серий континентов, II – линия раздела толеитовых и известково-щелочных серий [20], III – поле составов магматических пород Уядино-Ясачненского пояса [16], IV – поле составов орогенных ассоциаций Верхояно-Колымской области [15].

субдукции, а развиваются за счет неупорядоченных сложных движений в системе малых плит, вызванных перемещениями за пределами этой системы. Но в любом случае, для магматизма задуговых бассейнов наиболее показателен либо базальтовый то-

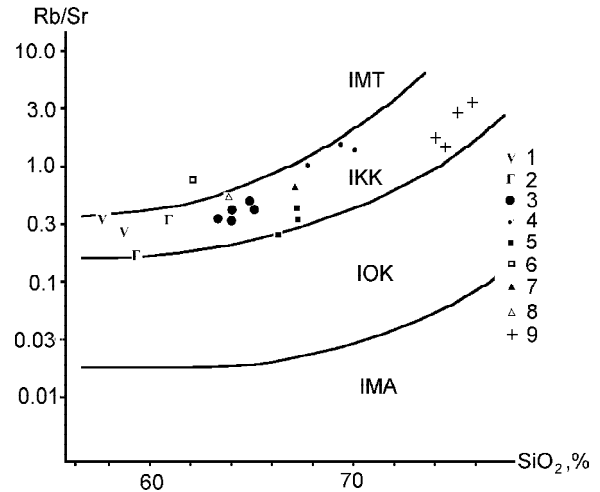


Рис. 8. Диаграмма Rb/Sr – SiO₂ для магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–9 – см. рис. 2. Поля диаграммы [23]: IMT – магматические породы толеитовой серии, IOK – океанической коры, IKK – континентальной коры, IMA – щелочно-мантийные.

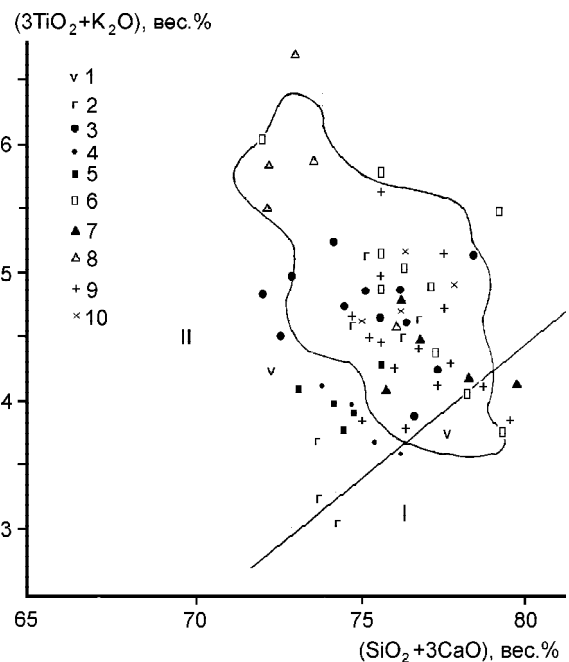


Рис. 9. Диаграмма геодинамических обстановок формирования магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–10 – см. рис. 2. Поля составов пород [12]: I – островодужных, II – окраинно-континентальных. Контуром показано поле составов магматических пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

леитовый магматизм, либо мантийный диапиризм со сменной известково-щелочного магматизма толеитовым [2], чего не отмечается для магматизма изученного района.

Таким образом, по всему комплексу петрогеохимических параметров субвулканические и интрузивные образования Чаркынского пояса сопоставимы с магматическими образованиями активных континентальных окраин и наиболее близки породам Андийской континентальной окраины [7]. Как показано нами ранее [9, 16, 17 и др.], восточная часть Верхоянской окраины Сибирского континента развивалась в режиме, близком к режиму активной континентальной окраины, по крайней мере, с раннего палеозоя до раннего мезозоя включительно. Полученные результаты позволяют пролонгировать эту линию развития вплоть до конца юрской эпохи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 03-05-96019р2003 арктика.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Бартоломью Д.С., Тарни Дж. Растяжение земной коры в районе Ю. Анд (45-46° ю.ш.) // Геология окраинных бассейнов. М: Мир, 1987. С. 304–322.
3. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
4. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 241 с.
5. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. М.: Недра. 1986. 192 с.
6. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. № 5. С. 208–211.
7. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
8. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. Петрозаводск, 2001.
9. Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты // Отч. геология. 2002. № 5. С. 50–54.
10. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
11. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 6. С. 1196–1199.
12. Пискунов Л.Л. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
13. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Руб А.К., Тронева Н.В. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1463–1466.
14. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКГ. Т. 9: Петрология. М.: Наука, 1984. С. 221–228.
15. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.
16. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. 151 с.
17. Трунилина В.А., Орлов Ю.С. Рифтогенный магматизм Верхояно-Колымской складчатой области // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы: Материалы междунар. конф. (VIII чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2002. С. 264–266.
18. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
19. Condie K.C., Baragar W.R. Rare-earth element distributions in volcanic rocks from Archean Greenstone Belts // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. V. 45. P. 237–246.
20. Irvine T.N., Baragar W.R. A quite to the chemical classification of the common igneous rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
21. Lawver L.A., Hawkins J.W. Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: their possible tectonic and petrologic significance // Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 323–339.
22. Peccerillo A., Taylor S.K. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastanomy Areas Northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
23. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. – Berlin, 1985, Bd.13, Hf. 5, s. 615–627.
24. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.M. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.

V.A. Trunilina, Yu.S. Orlov, S.P. Roev

Composition of magmatic rocks of the Charkynskiy volcano-plutonic belt, and its geodynamic setting

The Charkynskiy volcano-plutonic belt is located near the collision zone between the Verkhojansk continental margin and the Kolyma-Omolon microcontinent, in front of the Main granitoid belt. Its location is controlled by the regional fault zone. This paper presents for the first time petrographic, petrochemical and geochemical data for the Middle Jurassic volcanic rocks of the belt and new data on the composition of Late Jurassic subvolcanic and hypabyssal formations intruding them. The typomorphic features of the rocks and minerals suggest that the belt was formed most probably in the active continental margin environment.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭТАПОВ ИЗОТОПНОЙ МОДИФИКАЦИИ МАНТИИ

А.И. Зайцев

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

В работе рассмотрен новый методический подход к моделированию параметров Rb-Sr системы мантийных пород для идентификации возрастных этапов модификации мантийного вещества. Приведена схема расчетов. На примере кимберлитов и мантийных пород из ксенолитов в кимберлитовых трубках Куойкского поля Якутской кимберлитовой провинции установлены этапы модификации мантии в регионе – 2200, 716–780 и 360 млн лет назад и формирование протолитов для кимберлитовых магм поля 650–600 млн лет назад.

Ключевые слова: модель, Rb–Sr изотопная система, кимберлиты, мантия, Якутия.

ВВЕДЕНИЕ

Процессы, протекающие в глубинах недр, и в первую очередь в мантии, играют важную роль в геологической истории Земли. Они определяют многие важные черты ее геологического развития, особенности геодинамического режима регионов и их металлогении. Геологическая история регионов в первую очередь прослеживается по возрасту геологических образований, выведенных на поверхность. Однако им предшествуют с некоторым разрывом во времени процессы в более глубоких горизонтах планеты, и прежде всего в мантии, которые и приводят к образованию пород земной коры независимо от их генезиса и источника.

Возраст проявлений мантийных процессов обычно устанавливается при изучении производных мантии, зафиксированных на современной поверхности Земли, или ксенолитов глубинных пород, вынесенных мантийными магмами (кимберлитами, щелочными базальтами и др.). К сожалению, возраст пород ксенолитов не может быть установлен достаточно достоверно геологическими методами, и для его определения необходим комплекс изотопных методов датирования, которые имеют свои ограничения и требования к этому материалу, выполняемые не всегда достаточно полно. Кроме того, в связи со спецификой физико-химических условий, имеющих место в мантии, интерпретация изотопных датировок ее производных имеет свои нюансы и очень затруднительна.

В настоящее время для мантийных пород накоплено достаточно много материала по различным их

изотопным систематикам, нередко сопровождающегося данными по различным типам модельных и изохронных датировок. Модельная обработка этих данных позволяет выявить некоторые гипотетические параметры мантии [6, 7]. В качестве основных параметров протолитов мантийных магм рассматриваются величины отклонения изотопного состава того или иного элемента (ϵ) и отношения дочернего к материнскому элементу в породах (f) относительно таковых в примитивных мантийных резервуарах на период времени их формирования. Формализация этих понятий и способы нахождения величин приведены в работах [6, 7]. Нами сделана попытка на примере Rb–Sr систематики предложить новый прием моделирования этих параметров с целью установления возможности идентификации возрастных этапов модификации мантии. Этот подход вполне применим и для других изотопных систем (Sm–Nd, Re–Os, Lu–Hf и т.д.).

МЕТОДИКА РАССЧЕТОВ

Предлагаемый модельный подход предполагает полистадийную эволюция Rb–Sr системы пород в их источнике. Поэтому все решения проводятся относительно параметров этого предполагаемого протолита и возраста событий его образования или модификации, что предшествовали времени формирования изучаемых пород. Принятая нотация и уравнения для модели заимствованы из работы [7].

Сущность предлагаемого приема моделирования заключается в следующем.

Отбираются образцы с определенного объекта с известными значениями отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и возраста. Для каждого образца определяются первичные параметры системы: первичное изотопное отношение стронция (I_0) и современные значения $f_{\text{Rb/Sr}}$ и $\varepsilon_{\text{Sr}(0)}$. Их расчеты проводятся по следующим уравнениям:

$I_0 = I_{\text{изм}} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \cdot (e^{\lambda T} - 1)$, где $I_{\text{изм}}$ – измеренный изотопный состав стронция в образце, T – возраст образца, млн лет, а λ – константа распада ^{87}Rb , равная $1,42 \cdot 10^{-11} \text{лет}^{-1}$.

$$f_{\text{Rb/Sr}} = ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{обп})} / ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{UR})} - 1;$$

$$\varepsilon_{\text{Sr}(0)} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} / ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{UR})} - 1) \cdot 10^4.$$

Параметры $f_{\text{Rb/Sr}}$, ε_{Sr} – характеризуют величину отклонения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и изотопного состава стронция пород от таковых в однородном примитивном мантийном резервуаре (UR) на определенный период его времени. Современные значения этих параметров Rb–Sr системы в UR: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,0827$ [7].

Далее все расчеты производятся относительно источника пород. Параметр $f_s(T_s)$ ($f_{\text{Rb/Sr}}$ в источнике пород на определенный период времени (T_s) его существования) определяется по уравнению: $f_s(T_s) = \varepsilon_{\text{Sr}}(T_x) / Q_{\text{Sr}} \cdot (T_s - T_x)$. Параметр $\varepsilon_{\text{Sr}}(T_x)$ отвечает моменту формирования пород (T_x) и находится из уравнения: $\varepsilon_{\text{Sr}}(T_x) = \varepsilon_{\text{Sr}(0)} - Q_{\text{Sr}} \cdot f_{\text{Rb/Sr}} \cdot T_x$. Величина Q_{Sr} по [7] равна $16,70$ млрд лет $^{-1}$.

На этом этапе расчетов определяются значения $f_s(T_s)$ для задаваемых интервалов времени T_s и составляется корреляционная матрица пары $f_s(T_s) - I_0$, на основе которой вычисляется коэффициент корреляции связи между ними и ее уравнение линейной регрессии. Полученные значения отсечения на оси ординат (I_0) отвечают величине первичного изотопного отношения стронция (I_0^s) в источнике на период его образования или модификации геологическими событиями. Значение угла наклона линии регрессии (b) отвечает выражению $(I_0 - I_0^s) / f_s(T_s)$.

Продолжительность жизни протолита от времени его образования или модификации до момента формирования из него пород определяется уравнением:

$$\Delta T_s = \varepsilon_{\text{Sr}}(T_x) / f_s(T_s) \cdot Q_{\text{Sr}}.$$

Подставляя в него параметры уравнения регрессии, приводим его к удобному для решения виду:

$$\Delta T_s = T_s - \varepsilon_{\text{Sr}}(T_x) \cdot b / (I_0 - I_0^s) \cdot 16,70.$$

Совокупный возраст этого события равен $(T_s) = \Delta T_s + T_x$. Расчеты параметров предполагаемого протолита пород и его возраста производятся итеративно, задавая различные значения T_s . Одновременно рассчитывается величина коэффициента вариации (T_s) для каждого заданного T_s . Далее проверяется характер распределения величин коэффициента вариации (T_s) в интервале всех значений T_s (графически

Таблица 1. Rb–Sr данные для кимберлитов Куойкского поля.

№	Трубка	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	возраст	I_0	$f_{\text{Rb/Sr}}$	$\varepsilon(T_x)$
1	Обнаженная	0,085	0,7060	135	0,70585	0,03	20,75
2	То же	0,0786	0,7057	135	0,7055	-0,05	16,73
3	То же	0,0859	0,7048	161	0,7046	0,039	4,11
4	То же	7,5267	0,7215	139	0,7069	90,012	36,39
5	Людмила	0,2679	0,7042	174	0,7035	2,24	-11,3
6	Первомайская	0,1687	0,7040	133	0,7037	1,040	-9,141
7	Рубин	0,1332	0,7054	141	0,7051	0,611	11,30
8	Ан-43/77	0,7083	0,2004	159	0,7078	1,423	49,51
9	То же	0,7055	0,3908	147	0,7047	3,73	5,29
10	Ан-36/77	0,7081	0,3391	159	0,7073	3,10	42,41
11	То же	0,7047	0,3704	173	0,7038	3,48	-7,05
12	АН-23/78	0,7104	0,044	166	0,7103	-0,64	84,85
13	Ан-30/77	0,7075	0,3595	153	0,7067	3,35	33,79
14	То же	0,7049	0,4009	148	0,7040	3,85	-4,63
15	Серая	0,70387	0,1072	140	0,70366	0,296	-9,59
16	Дьянга	0,7062	0,1365	240	0,7057	0,651	24,05
17	То же	0,7059	0,134	249	0,7054	0,62	16,94
18	То же	0,7054	0,1466	237	0,7049	0,773	9,64
19	Гречанка	0,7054	0,1027	157	0,7052	0,242	12,56
20	Придорожная	0,7077	0,2187	338	0,7066	1,64	35,48
21	Жила-87	0,7048	0,0505	173	0,7046	-0,659	5,72
22	То же	0,7056	0,0176	173	0,7056	-0,79	18,51
23	Снежная-1 (дайка)	0,7060	0,0308	156	0,7059	-0,63	22,48
24	То же	0,7060	0,0227	159	0,7060	-0,73	23,95
25	Мгришница	0,7046	0,0716	161	0,7044	-0,13	1,27
26	Монтчеллитовая	0,7044	0,1718	148	0,70404	1,077	-4,066

или в табличной форме). Значение T_s , на которые приходится минимумы величин коэффициента вариации (T_s), интерпретируется нами как время события модификации или возраста мантийного протолита, а величина (T_s) при минимуме рассматривается как возраст последнего наиболее интенсивного события преобразования Rb–Sr систем пород протолита.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Рассмотрим применение предлагаемой методики к полученным нами Rb–Sr данным по кимберлитовым породам Куойкского поля (табл. 1). Пример матрицы для расчета искомых параметров источника приведен в табл. 2 для некоторых заданных значений возраста T_s . Данные расчетов модельных параметров источника и его возраста для различных интервалов времени суммированы в табл. 3. Сопоставление значений их коэффициентов вариации показывает, что минимум значений коэффициентов вариации вели-

чин (T_s) лежит в интервале величин T_s 600–650 млн лет (9,77–9,81%) и в нашей интерпретации определяет возраст протолита для кимберлитовых пород поля с последним событием его модификации в среднем палеозое 360 млн лет назад. В то же время, Sm–Nd модельный возраст (T_{DM}) протолитов для кимберлитов Куойкского поля (450 – 540 млн лет, [3]) несколько моложе, чем рассчитанный нами (600 – 650 млн лет). Для источника пород рассчитанная величина первичного изотопного состава стронция (I_0^*) равна 0,7043 ($\epsilon_{Sr} = 7.17-8.00$). Это выше, чем в примитивной мантии на период времени 600–650 млн лет, и в совокупности с высокой величиной $f_s(T_s)$ в источнике (2,15–2,42) подразумевает, что кимберлитовый протолит в момент своего формирования был обогащен литофильными элементами ($^{87}Rb/^{86}Sr = 0.26-0.283$), а первичная природа его, идентифицированная по Sm–Nd систематике кимберлитов поля ($\epsilon_{Nd} = 2,7-4,7$), отвечает деплетированной мантии. Масштабная моди-

Таблица 2. Типовая матрица для расчета параметров источника кимберлитов Куойкского поля.

№	I_0	$\epsilon(T_x)$	T_x	$T_s = 400$ млн лет			$T_s = 600$ млн лет			$T_s = 800$ млн лет		
				$F_s(T_s)$	ΔT_s	(T_s)	$F_s(T_s)$	ΔT_s	(T_s)	$F_s(T_s)$	ΔT_s	(T_s)
1	0,7058	20,75	135	3,7804	222	357	2,1544	202	337	1,5065	203	338
2	0,7055	16,73	135	4,6687	245	380	2,6721	219	353	1,8684	226	361
3	0,7046	4,11	161	1,0297	868	1029	0,5606	189	350	0,3851	216	377
4	0,7069	36,39	139	8,3488	256	395	4,7268	204	343	3,2966	200	339
5	0,7035	-11,3	174	-2,994	316	490	-1,5884	212	386	-1,0809	192	366
6	0,7037	-9,141	133	-2,0501	318	451	-1,1721	185	318	-0,8206	144	277
7	0,7051	11,30	141	2,6125	166	306	1,4742	194	335	1,0268	196	336
8	0,7078	49,51	159	12,3015	261	420	6,7226	200	360	4,6251	193	352
9	0,7047	5,29	147	1,2520	-1618	-1471	0,6993	210	357	0,4851	235	382
10	0,7073	42,41	159	10,5374	258	417	5,7586	200	359	3,9618	194	353
11	0,7038	-7,05	173	-1,8597	329	502	-0,9886	218	391	-0,6733	193	366
12	0,7103	84,85	166	21,7130	268	434	11,707	202	368	8,0139	194	360
13	0,7067	33,79	153	8,1917	253	406	4,5265	201	354	3,1273	196	350
14	0,7040	-4,63	148	-1,1002	340	488	-0,6138	192	340	-0,4252	134	282
15	0,7037	-9,59	140	-2,2087	317	457	-1,2484	191	331	-0,8701	155	295
16	0,7057	24,05	240	9,0007	194	434	4,0003	111	351	2,5716	64	304
17	0,7054	16,94	249	6,7177	194	443	2,8894	160	409	1,8410	140	390
18	0,7049	9,64	237	3,5414	21	258	1,5902	134	371	1,0253	113	350
19	0,7052	12,56	157	3,095	189	346	1,6977	200	357	1,1697	203	360
20	0,7066	35,48	338	34,2669	238	576	8,1090	163	501	4,5986	139	477
21	0,7046	5,72	173	1,5089	-1782	-1681	0,8012	178	351	0,5463	190	363
22	0,7056	18,51	173	4,8827	224	397	2,5957	194	367	1,7678	190	363
23	0,7059	22,48	156	5,5168	239	395	3,0318	201	357	2,0902	198	354
24	0,7060	23,95	159	5,9508	241	400	3,252	200	359	2,2373	196	355
25	0,7044	1,27	161	0,3182	440	601	0,1732	160	321	0,1190	266	427
26	0,7040	-4,066	148	-0,9666	344	492	-0,5389	190	338	-0,3736	124	272
Среднее				5,3106		297	2,4228		360	1,6164		351
Стандартное отклонение				8,0534		569	3,1634		35	2,1071		44
Коэффициент вариации, %				151,64		191,7	130,57		9,77	130,38		12,5
Коэффициент корреляции между $F_s(T_s)$ и I_0						0,758			0,97			0,99
Величина I_0^*				0,70468			0,70432			0,70430		
Величина b				0,00146565			0,000469047			0,00071644		

Таблица 3. Рассчитанные средние значения модельных параметров источника кимберлитов Куойкского поля и коэффициентов их вариации.

T_s	$F_s(T_s)$	V_f	I_0^*	(T_s)	V_{T_s}
400	5,3106	151,64	0,70468	397±569	191,68
500	2,7121	202,82	0,70433	375±39	10,39
550	2,7837	131,28	0,70434	362±51	14,06
600	2,4228	130,57	0,70432	360±35	9,77
650	2,152	130,37	0,70431	357±35	9,81
700	1,9163	132,92	0,70433	356±44	12,52
800	1,6164	130,38	0,7043	351±44	12,48
1000	1,2148	130,82	0,7043	347±54	15,69
1300	0,8875	130,92	0,70429	343±83	24,22
1700	0,6529	131,17	0,70429	318±104	32,75
2600	0,4096	131,47	0,7043	317±144	45,48
4500	0,2054	145,61	0,7043	316±261	82,38

Таблица 4. Rb–Sr параметры мантийных пород ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная.

№	№ обр	Порода	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн лет	I_0	$f_{\text{Rb/Sr}}$	$\varepsilon(T_x)$
1	A-4201б	Эклогит	0,3681	0,7059	397	0,70382	3,451	-3,0318
2	Pc-27	То же	0,1901	0,7100	360	0,70903	1,299	70,2987
3	Pc-28	То же	0,1688	0,7110	360	0,71013	1,041	86,052
4	Pc-29	Лерцолит	0,0120	0,7086	360	0,70854	-0,858	63,400
5	Pc-30	То же	0,0369	0,7089	360	0,70871	-0,554	65,8271
6	Pc-31	То же	0,0076	0,7092	360	0,70916	-0,908	72,221
7	A-4203а	То же	0,1419	0,7068	306	0,70618	0,716	29,003
8	A-4206а	То же	0,0558	0,7072	365	0,70690	-0,325	40,334

Таблица 5. Рассчитанные средние значения модельных параметров источника ксеногенных мантийных пород из кимберлитовой трубки Обнаженная и коэффициентов их вариации.

T_s	$F_s(T_s)$	V_f	I_0^*	(T_s)	V_{T_s}
400	70,3241	88,77	0,70554	716±47	6,62
500	22,2645	58,28	0,70431	727±50	6,85
550	16,4687	57,46	0,70425	729±55	7,56
600	13,3821	58,93	0,70435	741±72	9,70
650	10,8356	56,62	0,70419	733±64	8,79
700	9,2535	56,36	0,70418	734±75	9,28
800	7,1638	56,04	0,70415	738±75	10,22
1000	4,9352	55,67	0,70413	743±88	11,84
1100	4,2710	55,56	0,70412	745±94	12,56
1200	3,7644	55,47	0,70411	747±99	13,29
1300	3,3652	55,40	0,70411	750±104	13,90
1400	3,0426	55,35	0,70410	752±110	14,58
1500	2,7765	55,30	0,70410	754±115	15,22
1600	2,5530	55,26	0,70410	756±120	15,86
1700	2,3630	55,23	0,70410	758±125	16,48
1800	2,1993	55,20	0,70410	760±130	17,11
1900	2,0568	55,18	0,70409	763±135	17,67
2000	1,9316	55,15	0,70409	764±139	18,17
2100	1,7871	55,13	0,70411	745±176	23,69
2200	1,7221	55,12	0,70409	769±150	19,47
2300	1,6312	55,11	0,70409	768±155	20,18
2400	1,5539	55,10	0,70409	774±162	20,93
2500	1,4810	55,07	0,70409	775±164	21,18
2600	1,415	55,06	0,70408	777±169	22,00
2700	1,3456	55,05	0,70408	779±177	22,17
2800	1,2992	55,04	0,70408	781±177	22,64
3000	1,1965	54,98	0,70408	773±181	23,46

фикация мантии под Куойкским полем в среднем палеозое фиксируется Rb–Sr датировками мантийных ксенолитов в трубке Обнаженная [2]. Породы и минералы ксенолитов характеризуются неравновесностью Sr-изотопных систем, а их датировки (306–397 млн лет) определяют время преобразования ксеногенного мантийного материала. В целом это согласуется с более ранними K–Ar датировками по минералам из глубинных ксенолитов в кимберлитах Куойкского поля, которые также фиксируют эти возрастны́е этапы: 276–362, 600–880 млн лет [4].

Изотопное датирование ксенолитов мантийных пород в кимберлитах трубки Обнаженная показывает длительную и сложную историю формирования мантии в районе Куойкского поля. По данным Sm–Nd метода для ксеногенных пироксенитов и эцлогитов определены датировки 2600, 1690, 1320, 1237, 1070 и 674 млн лет [8, 9]. K–Ar и Rb–Sr возраста для мантийных ксеногенных пород и минералов в кимберлитах группируются в следующие интервалы значений: 270–397, 540–750, 807–880, 1327–1450, 1724–1900 млн лет [1, 2, 4, 5]. Эти датировки, полученные разными изотопными методами в разных лабораториях Мира, в целом хорошо согласуются и определяют периоды проявления каких-то мантийных событий. Моделирование эволюции изотопного состава стронция мантийных пород из ксенолитов в трубке Обнаженная также позволило установить, что их региональный источник имел многостадийную историю развития. Он начал формироваться примерно 2725 млн лет назад и в истории имел ряд эпизодов фракционирования Rb–Sr системы: 1300–1000, 940–780 и 370 млн лет назад [2].

Rb–Sr изотопные данные этих мантийных пород (эцлогиты, лерцолиты) мы использовали для моделирования предлагаемым методом эволюции параметров Rb–Sr системы их протолитов. Для расчета модели время последней модификация мантийных ксенолитов (T_x) принято условно 360 млн лет, как это следует из их Rb–Sr датировок и результатов моделирования эволюции стронция этих пород [2]. Соответственно этому была подготовлена и матрица для расчетов (табл. 4). Данные расчетов модельных параметров источника этого ксеногенного материала для различных интервалов времени суммированы в табл. 5. В отличие от кимберлитов, коэффициенты вариации величины (T_s) этих глубинных пород изменяются монотонно, без ярко выраженных минимумов, и значение (T_s) при разных интервалах задаваемого расчетного времени варьируют от 716 до 781 млн лет. Этот интервал времени, вероятно, отвечает одному из этапов наиболее интенсивной модифика-

ции мантийного вещества под Куойкским кимберлитовым полем. Небольшие минимумы в распределении коэффициента вариации величины (T_s) во времени отмечаются для заданных величин T_s , равных 650 (8,79 %) и 2200 (19,47 %) млн лет, и подразумевают, что в эти периоды времени имели место некоторые события, обусловившие воздействие на Rb–Sr системы мантийных ксенолитов в трубке Обнаженная. По-видимому, изотопные метки более древних мантийных событий затушевываются более поздними процессами в мантии. Более точная идентификация времени проявления первых, вероятно, также возможна, если в предлагаемом модельном подходе принимать в расчетах другие, более ранние значения возраста последней модификации мантии (T_s) (650, 750 млн лет и т.д.), но на данном этапе работ мы не проводили таких исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемый нами модельный подход к обработке модельных параметров Rb–Sr систем пород позволил нам на конкретных примерах определить некоторые этапы становления литосферной мантии Куойкского поля. Согласно полученным результатам, наиболее ранний этап процессов в литосферной мантии здесь, вероятно, имел место 2,2 млрд лет тому назад. Затем Rb–Sr системы некоторого объема мантии были интенсивно модифицированы – 716–781 и 360 млн лет тому назад. Кимберлитовый протолит формировался в интервале 650–600 млн лет назад, и связанные с этим процессы привели к некоторому нивелированию Rb–Sr систем мантийного вещества, а тектоно-магматическая активизация в мезозое обусловила развитие и внедрение в этом районе кимберлитовых магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герлинг Э.К., Матвеева И.И. Возраст основных пород, определенный калий-аргоновым методом // Докл. сов. геол. На XXII сес. МГК. М.: Наука. 1964.
2. Зайцев А.И., Никишов К.Н., Ненашев Н.И., Брахфогель Ф.Ф. Геохимия изотопов рублидия и стронция в ксенолитах ультраосновных и эцлогитовых пород из кимберлитовой трубки Обнаженная // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 80–91.
3. Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии // Отеч. геология. 2001. №5. С. 6–9.
4. Мальков Б.А., Силин Ю.И., Цовбун Я.М. Радиологические доказательства ксеногенности порфировых вкрапленников оливина, пиропы, хромдиопсида в кимберлитах // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, №4. С. 927–929.
5. Фирсов Л.В., Соболев Н.В. Об абсолютном возрасте ксенолита эцлогита из кимберлитовой трубки Обнаженная // Геология и геофизика. 1964. №10. С. 72–74.

6. Фор Г. Основы изотопной геологии. М: Мир, 1989. 590 с.
7. De Paolo D. Neodymium isotope geochemistry. An Introduction. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1988. 187 p.
8. McCulloch M.T. Sm–Nd systematics in eclogite and garnet peridotite nodules from kimberlites: Implications for the early differentiation of the Earth // *Kimberlite and Related Rocks*. 1986. V.2. P. 649–686
9. Snyder G.A., Keller R.A., Taylor L.A., Rembley D., Halliday A.N., Sobolev N.V. The origin of ultramafic (Group A) eclogites: Nd and Sr isotopic evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // *Ext. Absts., 7th Int. Kimb. Conf. CapeTown*, 1998. P. 823–825.

A.I. Zaitsev

Modeling of the stages of isotope modification of the mantle

This paper offers a new methodical approach to the modeling of parameters of Rb–Sr isotopic systems of mantle rocks for identification of age stages of the mantle matter modification. The calculation procedure is given. As exemplified by kimberlites and mantle rocks from xenoliths in the pipes of the Kuoyka field, the following stages of mantle modification in the region have been established: 2200, 716–780, and 360 Ma, and the formation of protoliths for the kimberlite magmas of the field is estimated at 650–600 Ma.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ В 2003 Г.

<i>Богданов Н.А., Полякова И.Д.</i> Седиментационные бассейны шельфа Берингова моря и окружающей суши: геодинамические обстановки формирования и нефтегазоносность	5
<i>Бретштейн Ю. С., Захаров Ю.Д., Климова А. В.</i> Палеомагнитное изучение триасовых отложений Южного Приморья (предварительные результаты)	1
<i>Буллаев К.Б.</i> Позднемезозойские вулканы и флюоритовые месторождения Забайкалья и Монголии: возрастные и генетические соотношения	5
<i>Бучко И.В., Сорокин А.А., Лобов А.И.</i> Минералогия и геохимические особенности проявления золота “Томское” (Приамурье)	4
<i>Волгин П.Ф., Исаев В.И., Косыгин В.Ю.</i> Нефтегазоносность верхнемеловых отложений южной части Сахалина	1
<i>Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бортников Н.С., Аникина Е.Ю.</i> Типы серебряного оруденения Верхояно-Колымских мезозой (геология, минералогия, генезис, металлогения)	6
<i>Горбаренко С.А., Артемова А.В.</i> Хроностратиграфия верхнечетвертичных осадков северо-западной Пацифики и Берингова моря, изменение среды и биопродуктивности	5
<i>Дударев О.В., Боцул А.И., Семилетов И.П., Чаркин А.Н.</i> Современное осадкообразование в прибрежношельфовой криолитозоне пролива Дмитрия Лаптева (Восточно-Сибирское море)	1
<i>Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И.</i> Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря	4
<i>Житков А.С., Говоров Г.И.</i> Тектонический контроль геохимических параметров вулканитов зоны перехода океан–континент	2
<i>Зайцев А.И.</i> Моделирование этапов изотопной модификации мантии	6
<i>Захаров Ю.Д., Мельников М.Е., Худик В.Д., Пунина Т.А., Плетнев С.П., Смышляева О.П.</i> Новая находка позднемеловых аммоноидей (Cephalopoda) в осадках дна океанов	5
<i>Зимин С.С.</i> Массивы базитов и гипербазитов и связанные с ними хромиты. Особенности их состава и природы	2
<i>Злобин Т.К., Бобков А.О.</i> Эпицентры землетрясений и распределение сейсмической энергии в литосфере Сахалина до и после Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 года	3
<i>Иванов А.В., Рассказов С.В., Масловская М.Н., Демонтерова Е.И., Брандт И.С., Брандт С.Б., Саранина Е.В., Маркова М.Е., Кошкова Ю.В., Пипич А.В.</i> Раннеюрский возраст и средне-позднеюрское тектоническое экспонирование гранитоидов выступа фундамента в северной части Амуро-Зейской впадины: Rb-Sr и K-Ar изотопные данные	4
<i>Ивашов П.В.</i> Геохимические поиски: [рец. на учебник В.А.Алексеевко «Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых». М.:Логос, 2000. 354 с.]	3
<i>Изовов Л.А.</i> Среднепалеозойский этап развития и особенности металлогении Япономорской зоны перехода континент–океан	1
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М.</i> Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири	6
<i>Исаев В.И., Шпакова Н.В., Исаева О.С.</i> Распределенный банк геолого-геофизических данных по нефти и газу Сахалинской области	2
<i>Каскевич Г.Э.</i> Трансорогенные разломы Восточной Якутии и сопредельных территорий	6
<i>Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.</i> Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Камчатки и юга Корякии	3
Косыгинские чтения (информация о совещании)	3
<i>Кочнева Н.Т.</i> Позиция крупных рудных районов в орогенных структурах Центральной Чукотки (по данным морфоструктурного анализа)	2
<i>Лесков В.Ю., Горбаренко С.А.</i> Реконструкция ледовых условий в Охотском море за последние 24 000 лет на основании распределения материала ледового разноса	4
<i>Леснов Ф.П.</i> Глубинные ксенолиты ультрамафитов в щелочно-базальтоидных провинциях: некоторые особенности геохимии редкоземельных элементов	2
<i>Лихт Ф.Р.</i> Нефелонидные отложения – индикаторы условий осадкообразования, геодинамических и минерагенических особенностей приконтинентальных бассейнов	5
<i>Марков Ю. Д., Боцул А. И.</i> Позднечетвертичные отложения Восточно-Корейского залива (Японское море)	5
<i>Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Деркачев А.Н., Уткин И.В., Серeda Н.А., Баринoв Н.Н.</i> Проблема происхождения высокожелезистых слоистых силикатов в осадках островного шельфа Японского моря	1
<i>Мишин В.В., Нурмухамедов А.Г., Белоусов С.П.</i> Палеосубокеанический тип земной коры на северо-востоке Камчатки	5
<i>Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И.</i> Мезозойско-кайнозойские вулcano-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность	3
Научное наследие Леонида Михайловича Парфенова	6

<i>Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К.</i> Меловые интрузивы Южного Приморья: тектоническая позиция и динамические условия формирования их структуры	5
<i>Округин А.В.</i> Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах	6
<i>Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Третьяков Ф.Ф., Силантьев С.А.</i> Офиолитовые пояса арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования	6
<i>Окунева Т.М.</i> Биостратиграфия морских юрских отложений Восточного Забайкалья и некоторые вопросы корреляции нижнего мезозоя юго-востока России	4
<i>Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогзоо О., Янь Х.</i> Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии	6
<i>Петухова Л.Л., Приходько В.С., Чубаров В.М.</i> Сравнительная минералогия позднекайнозойских щелочных базальтоидов Западного и Восточного Сихотэ-Алиня	1
<i>Разжигайева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М.</i> Среднеплейстоценовые прибрежные отложения, о. Итуруп, Курильские острова	4
<i>Расказов С.В., Приходько В.С., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Ясныгина Т.А., Семенова В.Г., Травин А.В.</i> Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины, Юго-Восток России	3
<i>Расказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В.</i> Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья	1
<i>Родионов С.М.</i> Геодинамика и металлогения олова Востока России	6
<i>Русакова Т.Б., Котляр И.Н.</i> Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России)	1
<i>Рязанцева М.Д., Курпряннова И.И., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Шпанов Е.П.</i> Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометалльно-флюоритового оруденения Вознесенского рудного района (Приморье)	5
<i>Сапрыгин С.М.</i> Тектоническая цикличность в недрах Южного и Среднего Сахалина по инструментальным данным	2
<i>Смелов А.П., Тимофеев В.Ф.</i> Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии	6
<i>Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П., Воропаева М.С.</i> Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна	2
<i>Столбов Б. Л.</i> Геоэлектрическая модель основных рудных районов Приморья	4
<i>Тарарин И.А., Чубаров В.М., Философова Т.М.</i> Петрология и генезис габброидных пород офиолитового комплекса зоны разлома Хантер (Тихий океан)	3
<i>Тишкин Б.М., Хетчиков Л.Н., Афанасьева Т.Б., Кокорина Д.К., Кокорин А.М.</i> Перекристаллизация кварцево-жильных агрегатов и вопросы рудогенеза	2
<i>Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П.</i> Состав магматических пород Чаркынского вулкано-плутонического пояса и его геодинамическая позиция	6
<i>Тучкова М.И., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Маркевич П.В.</i> Особенности раннемеловой терригенной седиментации в Пенжинском преддуговом бассейне	3
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Порядок в структуре тектонического рельефа переходной зоны на востоке Азии	2
<i>Цой И.Б., Терехов Е.П., Горовая М.Т., Шастина В.В., Можеровский А.В.</i> Кайнозойское осадконакопление на западном склоне Южно-Охотской котловины Охотского моря	4
<i>Школьник Э.Л., Гвоздев В.И., Малинко С.В., Пунина Т.А., Слукин А.Д., Игнатьев А.В.</i> О природе боросиликатного оруденения Дальнегорского месторождения, Приморский край	3
<i>Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Новиков В.М.</i> О разной природе каолинита в породах угленосной толщи Павловского бурогоугольного месторождения, Приморский край	4

ЮБИЛЕИ

<i>Виталий Георгиевич Варнавский</i> (к 75-летию со дня рождения)	5
<i>Феликс Рузикович Лихт</i> (к 70-летию со дня рождения)	5
<i>Юрий Федорович Малышев</i> (к 70-летию со дня рождения)	4
К 90-летию со дня рождения <i>Николая Алексеевича Шило</i>	2

НЕКРОЛОГИ

<i>Владимир Афанасьевич Буряк</i> (1932-2003)	2
<i>Карсаков Леонид Пантелеймонович</i> (1935-2002)	1
<i>Виктор Иванович Сухов</i> (1931-2003)	2