

ISSN 0869-7175



Отечественная геология



4/2004

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЯКУТИИ

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

Предлагаются следующие работы сотрудников ИГАБМ СО РАН

Ермакова С.П. Зональный стандарт бореального нижнего триаса. — М.: Наука, 2002. 109 с.

Рассмотрена зональная биостратиграфическая схема нижнего триаса, построенная на филогенетической последовательности раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области. Выделены 23 биостратиграфических подразделения на основе этапности развития аммоноидей. Обосновано проведение нижней и верхней границ нижнего триаса, а также границы между индским и оленекским ярусами. Отражены проблемы межрегиональной и глобальной корреляции отложений нижнего триаса. Даны описания основных разрезов.

Для палеонтологов и геологов-стратиграфов.

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колиснеченко П.П., Зайцев А.И., Диман Е.Н., Бердников Н.В. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.

Изложены результаты исследований золоторудно-магматических систем гранитоидного ряда на Северо-Востоке Азии на примере детального изучения гранитоидов, месторождений и рудопоявлений золота конкретных рудно-магматических узлов Яно-Колымского и Аллах-Юньского металлогенических поясов с привлечением многочисленных авторских данных по другим металлогеническим поясам мезозойд Северо-Востока Азии. Обоснованы критерии связи золоторуднения региона с гранитоидами коллизионных магматических серий. Показаны условия формирования и функционирования гранитоидных рудно-магматических систем (с учетом данных по акцессорной минералогии гранитоидов и минералогии руд, по общей и изотопной геохимии магматитов и руд, по результатам термодинамического и физико-химического моделирования). Сделан вывод о закономерной взаимосвязи при формировании гранитоидных и золото-кварцевых жильных поясов в сиалической металлогенической провинции Северо-Востока Азии.

Для специалистов в области петрологии, геологии и генезиса золоторудных месторождений и металлогении золота.

Колосов П.Н. Позднедокембрийские микрофоссилии и стратиграфия нефтегазоносных отложений востока Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. 164 с.

Посвящена монография микроорганизмам позднего рифея и венда карбонатного типа, совершенствованию нового перспективного микропалеонтологического метода исследований докембрия и достижению реальных результатов в создании стратиграфической основы нефтегазовой геологии востока Сибирской платформы. Детально проанализирован и обобщен большой материал по распространению, тафономии и морфологии органикостенных, окремненных и обызвествленных микрофоссилий. Выявлены впервые в мире на основе этого таксономические значения многих признаков и обоснована эмпирическими данными система нитевидных микрофоссилий, обладающая сравнительно высокими разрешающими возможностями. Разработана на основе системного анализа геологических, событийных и палеонтологических данных детальная стратиграфическая основа расчленения и корреляции верхнедокембрийских нефтегазоносных отложений, увязанная в пределах всего востока Сибирской платформы.

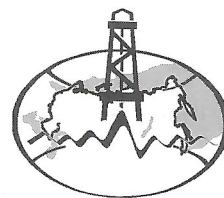
Для альгологов, палеоальгологов, микропалеонтологов, палеоэкологов, геологов, стратиграфов и нефтяников.

Князев В.Г., Девятков В.П., Кутыгин Р.В., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. — Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. 103 с.

Приведено обоснование зонального стандарта тоарского яруса Северо-Востока Азии, представленного серией параллельных автономных шкал по различным группам макро- и микрофауны. Положены эволюционные преобразования харпоцератин и дактилоцератид в основу построения аммонитовой зональной шкалы. Предложена видовая последовательность харпоцератин в качестве основной аммонитовой зональной шкалы. Выявлено, что часто границы зон по двустворкам, фораминиферам, остракодам не совпадают с таковыми по аммонитам. Использован комплекс приемов от тейльзонального расчленения и эпибол до зон совместного распространения и иногда экозон для проведения границ зон. Выделены и скорректированы очень узкие уровни (интервалы перекрытия зон — коинтервалы) с использованием всего набора шкал (от аммонитовых до микрофаунистических). Существенно модернизированы параллельные зональные шкалы по аммонитам, двустворчатым моллюскам, фораминиферам и остракодам, определены их межрегиональные корреляционные уровни, способствующие проведению циркумбореальных корреляций. Внесен ряд изменений в существовавшие ранее схемы фациального районирования. Проиллюстрирована стратиграфическими колонками основных разрезов тоарских отложений региона, сопровождаемыми картами местонахождений. Приведены изображения зональных видов индексов на палеонтологических таблицах.

Для специалистов, занимающихся вопросами стратиграфии и биогеографии мезозоя.

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2004

Учредители:
Министерство природных
ресурсов РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *И.Ф.Глумов, Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора), *В.А.Ерхов, В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев, Н.В.Милетенко, Л.В.Оганесян* (зам. главного редактора), *А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин* (зам. главного редактора), *В.И.Старостин*

Редсовет: *А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян* (председатель редсовета), *В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, М.М.Константинов, Т.Н.Корень, Л.И.Красный, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, В.М.Питерский, Е.И.Семенов, В.С.Сурков, В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

- Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.*
Эпохи формирования россыпной золотоносности бассейна
р.Экит (юго-восток Оленёкского поднятия) 3
- Тулаева Е.Г., Никифорова З.С., Сурнин А.А., Ива-
нов П.О.*
Формирование россыпных проявлений золота юго-восто-
ка Березовской впадины и прилегающей части Алданского
щита 7

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Шелков Д.И., Сме-
лова Г.Б., Тальникова С.Б.*
Изотопный состав углерода и азота алмазов из кимберли-
тов Якутии 11
- Зайцев А.И.*
Специфика К-Аг систем кимберлитовых пород 16
- Округин А.В.*
Механизм концентрации элементов платиновой группы в
процессе кристаллизационно-ликвационной дифференци-
ации ультрабазит-базитовых магм. 21
- Березкин В.И., Смелов А.П., Капышева Г.А.*
Сравнительный анализ химического состава раннедокем-
брийских кварцитов Алданского щита и их происхождение
Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н.
Природа особенностей состава кислых магматических по-
род в различных геодинамических обстановках 26
- Зайцев А.И., Трунилина В.А., Роев С.П.*
Магматизм Чаркынского вулcano-плутонического пояса
(генетические аспекты) 34
- Томишин М.Д., Зайцев А.И., Земнухов А.Л., Копылова А.Г.*
Характер становления базитов в Накынском кимберлитовом
поле Якутии. 44

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

- Прокопьев А.В., Тронин А.В.*
Седиментологические и структурные особенности зоны
сочленения Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-
Дебинского синклинория 49
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Слепцов С.В.*
Сейсмоструктура западной части Олёкмо-Становой обла-
сти 57
- Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П.*
Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулка-
но-плутонического пояса и его геодинамическая природа 61
- Третьяков Ф.Ф.*
Среднепалеозойские рифтовые структуры в основании
Верхоянского складчатого пояса 67
- Полуфунтикова Л.И.*
Парагенезы микроструктур зон скалывания Хараулахско-
го сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса 71

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

- Кутыгин Р.В.*
Ареалы распространения пермских комплексов аммоной-
дей Верхоянья 75
- Ермакова С.П.*
Основные закономерности географической дифференциа-
ции раннетриасовых аммонойдей 81
- Мельник О.А., Князев В.Г.*
Древнейшие тоарские аммониты подсемейства *Naupros-*
ratinae Северо-Востока России. 84
- Сергеенко А.И., Белолубский И.Н., Гриненко О.В.*
Схема стратиграфии четвертичных отложений Северного
Верхоянья (Восточная Якутия) 88
- 70-летие Эдуарда Константиновича Буренкова 93
- 75-летие Владимира Стефановича Быкадорова 94
- 80-летие Владимира Емельяновича Бойцова 96

Редакция: Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Подписано в печать 30.09.2004. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«б».
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

Эпохи формирования россыпной золотоносности бассейна р.Экит (юго-восток Оленёкского поднятия)

Б.Б.ГЕРАСИМОВ, З.С.НИКИФОРОВА

На северо-востоке Сибирской платформы известны комплексные платино-золото-алмазоносные россыпные проявления с неустановленными коренными источниками. Так, на территории Оленёкского поднятия выявлен площадной ареал распространения россыпного золота, пространственно приуроченный к краевым участкам блоков поднятия фундамента (Сололийский выступ). Авторы изучили типоморфные особенности золота аллювиальных отложений бассейнов рек Таас Экит, Сололи и Буор Экит, четвертичных водораздельных галечников, а также осадочных отложений рифейского и пермского возрастов и раннепротерозойских кварц-карбонатных жил (рис. 1).

На исследованной территории отложения раннепротерозойского, рифейского, вендского, пермского, триасового, юрского и четвертичного возрастов развиты на уровне современного эрозионного среза (см. рис. 1). Экитская серия раннего протерозоя представлена глинистыми филлитовидными сланцами, метаморфизованными песчаниками и алевролитами. По породам экитской серии и среднепротерозойским гранитам, а также их жильным дериватам сформирована кора выветривания предрифейского возраста. На отложениях экитской серии и коре выветривания с резким угловым несогласием залегают толщи рифейского комплекса,

представленные породами сыгынахтахской, кютюнгинской, арымасской и дебенгдинской свит, сложенных кварцевыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками и доломитами. Выше на неровной поверхности размыта среднерифейских пород прослеживаются отложения мастахской и хатыспытской свит вендского возраста, состоящие из песчаников, гравелитов с подчиненным количеством конгломератов и доломитов. По породам хатыспытской свиты и позднепротерозойским породам основного состава развита кора выветривания предпермского возраста. Продукты выветривания сложены песчано-глинистым материалом светло-серого цвета. На размытой поверхности отложений венда, рифея, раннего протерозоя и магматических образований протерозойских комплексов залегают породы пурской свиты пермского возраста, представленные кварцевыми конгломератами и песчаниками. Отложения триасового возраста распространены ограниченно и сложены аргиллитами и алевролитами. Породы юрского возраста представлены преимущественно аргиллитами с незначительным количеством прослоев алевролитов и песчаников. Четвертичные отложения перекрывают водораздельные пространства, склоны и днища долин водотоков и сложены песчано-галечным и песчано-суглинистым материалом. В районе установлены ранне-, позднепротерозойские и пермо-триасовые магматические образования. К раннепротерозойскому комплексу относятся метаморфизованные вулканогенные породы щелочного состава экитской серии, метадиабазы, гранитоиды, кварцевые габбро, а также породы семейства риолитов оленёкского комплекса. В поле развития гранитов и кварцевых габбро отмечаются аплиты, пегматиты и пегматоидные граниты. С магматизмом данного этапа связаны также кварцевые и кварц-карбонатные жилы. К рифейскому магматическому комплексу относятся силлы, дайки диабазов и габбро-диабазов, туфолавы, туфы трахитов и эруптивные брекчии. Пермско-триасовый магматизм представлен интрузивными разностями пород трапповой формации — долеритами [1, 4, 11, 12].

Золото из кварц-карбонатных жил раннепротерозойского возраста (Pr₁ek). Кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы наблюдаются в долинах рек Сололи, Радость, Ытыгас Юрях в метапородах экитской серии, с которыми имеют преимущественно близкое к согласному залегание. Форма тел в основном четковидная. Жилы сложены кварцем, часто со значительной примесью карбонатов: кальцита, анкерита или сидерита. Содержание золота в них достигает 1,5 г/т [3]. По типоморфным особенностям золото характеризуется в основном пластинчатой (61%) и комковидной (39%) формами и следующим гранулометрическим составом (в %): 0,1—0,16 мм — 50, 0,2—0,25 мм — 40 и 0,5 мм — 10. Золото преимущественно высокой пробы (900—950‰) — 58%, весьма высокой (951—958‰) — 28% и средней (800—899‰) — 14% (рис. 2).

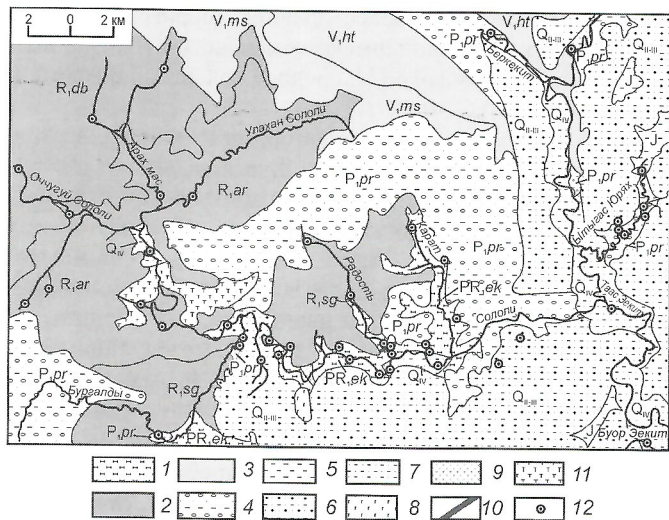


Рис. 1. Схема геологического строения и опробования:

1 — породы экитской серии раннего протерозоя; 2 — рифейские отложения (свиты: сыгынахтахская, арымасская, дебенгдинская); 3 — вендские толщи (свиты: мастахская, хатыспытская); 4 — отложения пурской свиты пермского возраста; 5 — юрские породы; 6 — средне-позднеплейстоценовые галечники; 7 — современный аллювий; интрузивные кварцевые образования раннепротерозойского комплекса; 8 — габбро, 9 — диориты; 10 — кварц-карбонатные жилы раннепротерозойского возраста; 11 — пермские долериты; 12 — точки опробования

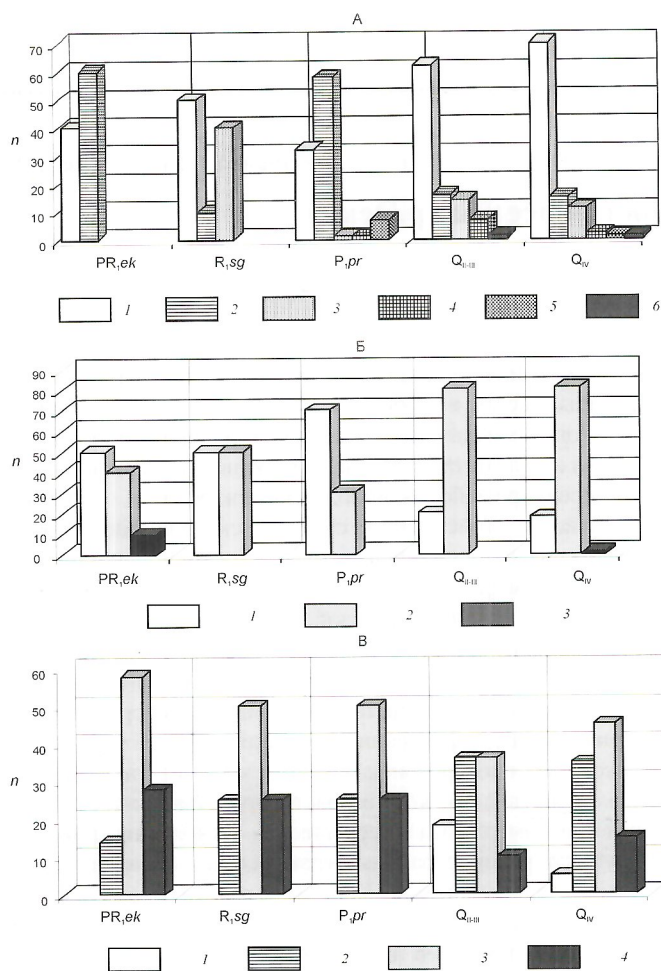


Рис. 2. Типоморфные особенности золота бассейна р.Экит из различных по возрасту отложений:

А — морфологические особенности золота: 1 — пластинчатая; 2 — комковидная; 3 — таблитчатая; 4 — шаровидно-пустотелая; 5 — тороидальная; 6 — палочковидная; Б — распределение золота по granulometрии: 1 — 0,1—0,16 мм; 2 — 0,2—0,25 мм; 3 — 0,5 мм; В — гистограммы пробыности золота: 1 — 700—799‰; 2 — 800—899‰; 3 — 900—950‰; 4 — 951—998‰; n — частота встречаемости, %

Золото из конгломератов сыгынахтахской свиты раннего рифея (R_{1sg}). Сыгынахтахская свита сложена светло-серыми конгломератами и гравелитами с прослоями грубозернистых песчаников, сменяющимися вверх белыми, реже розоватыми песчаниками. Повышенные содержания золота (до 0,2 г/т) фиксируются в базальной пачке конгломератов, причем в наиболее грубообломочных отложениях [12]. Породы базальной пачки косой и горизонтальной слоистости, обусловленной различием granulometрического состава слоев и серий. В основании серий залегают горизонтально- и пологослоистые гравийные и грубозернистые песчаники, сменяющиеся вверх по разрезу мелко- и крупногалечными конгломератами с неясно выраженной косой слоистостью. Галечный материал составляет от 10 до 60%, при среднем размере 2—5 см. Окатанность галек различная, но преобладают плохо окатанные формы. Галька конгломератов состоит в основном из кварца (более 95%). Кроме него встречаются кварциты, кремнистые породы типа яшмоидов, метаморфизованные песчаники и алевриты. Песчаники и гравелиты, цемент-

тирующие галечный материал и образующие прослои в конгломератах, представляют собой также существенно кварцевые породы [2, 12]. По предположению Б.Р.Шпунта [12], базальные пачки рассматриваемой свиты были сформированы за счет размыва высокозрелых продуктов пре-рифейской площадной коры выветривания. Для изученного золота из конгломератов среднего течения р.Сололи характерны фракции (в %) 0,1—0,16 мм — 50, 0,2—0,25 мм — 50 пластинчатой (50), таблитчатой (40) и комковидной (10) форм. Поверхность золотин шагреневая, иногда покрыта бурым налетом. У таблитчатых форм золота наблюдаются зеркала скольжения. Золото преимущественно высокой (900—950‰ — 50%), весьма высокой (951—958‰ — 25%) и средней (800—899‰ — 25%) проб (см. рис. 2).

Золото из отложений пурской свиты нижней перми (P_{1pr}) установлено в базальных конгломератах на участках, где они перекрывают нижнепротерозойские толщи с кварц-карбонатными золоторудными проявлениями и гранитоиды с их жильными дериватами [13]. Конгломераты представлены светло-серыми породами. Состав гальки существенно кварцевый (около 95%). В подчиненном количестве присутствуют унаследованные обломки раннепротерозойских метаморфизованных пород, кремней и кварцито-песчаников. Преобладающий размер галек 1—3 см. Породы базального горизонта неясно выраженной пологой косой слоистости, причем слои имеют разнонаправленное падение. Цемент конгломератов — грубозернистые аркозовые песчаники и гравелиты, которые слагают самостоятельные прослои мощностью 0,6—2,0 м. Для песчаников, переслаивающихся с конгломератами, также характерна косая разнонаправленная слоистость. По представлениям Б.И.Прокопчука [8], пермские отложения образовались за счет местных источников, и обломочный материал не подвергался переносу на значительные расстояния. Хорошая окатанность галечного материала объясняется переотложением более древних терригенных толщ докембрийского и допермского возрастов. По данным А.А.Константиновского [3], среднее содержание золота в конгломератах 0,6—0,8 г/т.

Россыпное золото изучено авторами из конгломератов, вскрытых в долинах рек Сололи, Бургалды, Карат и Ытыгас Юрях. Отмечаются следующие морфологические разновидности золота (в %): комковидная — 58, пластинчатая — 32, тороидальная — 7 (рис. 3, А, Б), шаровидно-пустотелая — 1 и таблитчатая — 1. Единичные пластинки имеют едва заметные валики по периферии. Поверхность золотин шагреневая. Золото представлено следующим granulometрическим составом (в %): 0,1—0,16 мм — 70 и 0,2—0,25 мм — 30. По химическому составу золото высокой (900—950‰ — 50%), весьма высокой (951—958‰ — 25%) и средней (800—899‰ — 25%) проб (см. рис. 2).

Золото из водораздельных галечников средне-позднеплейстоценового возраста (Q_{II-III}) изучено в бассейнах рек Таас Экит, Ытыгас Юрях, Сололи, Бургалды. Покровные средне-верхнеплейстоценовые отложения развиты в районе довольно широко. В составе галек присутствуют местные породы, реже встречаются кремни, кварц, кремненные битуминозные сланцы и известняки. Отличительная особенность песков — прекрасная сортировка минералов по плотности. Генезис этих отложений объясняется по-разному. Г.Ф.Лунсгерсгаузен [5] считает их аллювиальными с последующей наложенной золовой переработкой. По его представлениям, рассматриваемые отло-

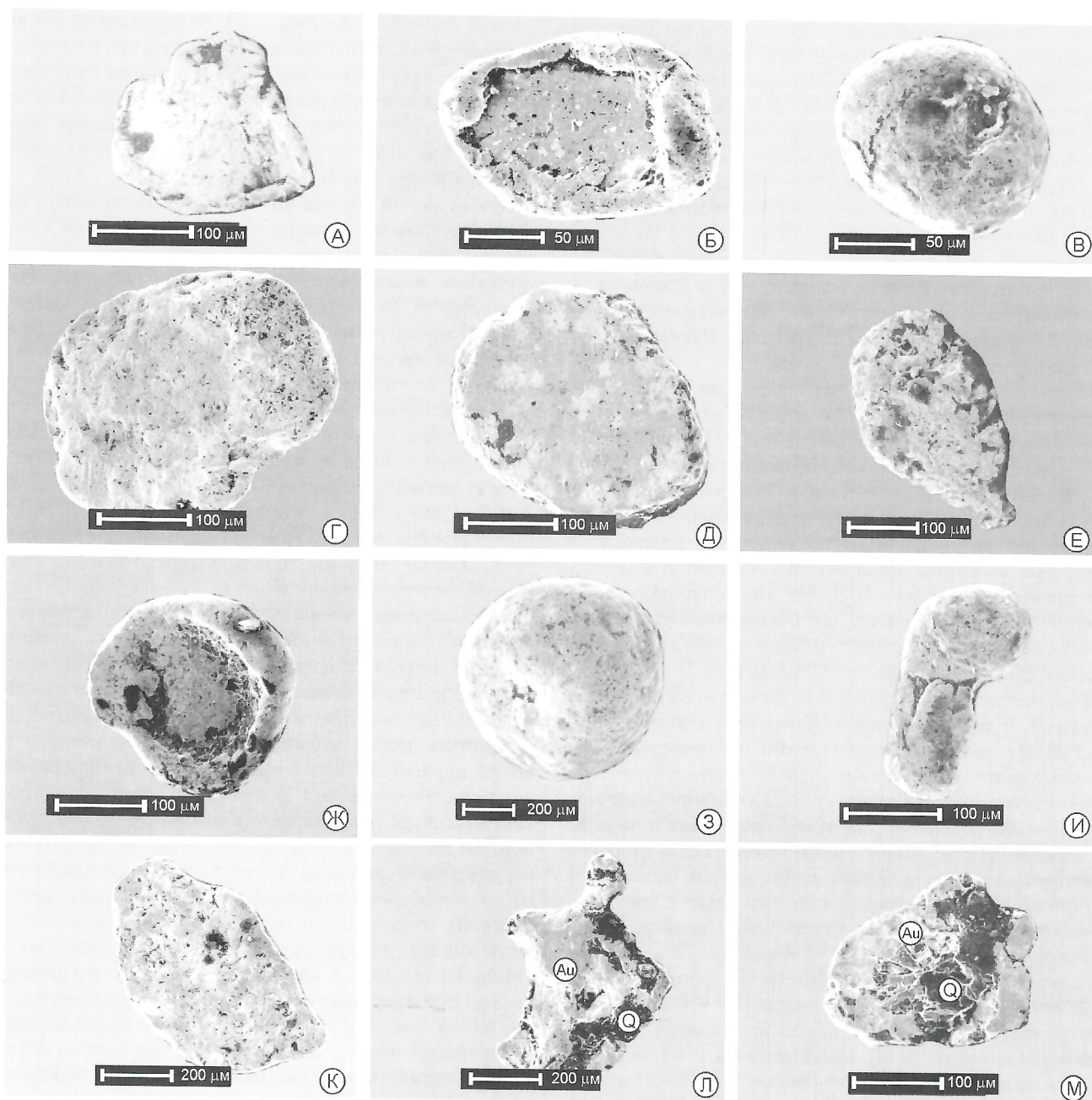


Рис. 3. Морфологические особенности россыпного золота р.Экит:

А, Б — тороидальное золото из пермских конгломератов; В — золоти́на шаровидно-пустотелой формы из водораздельных галечников средне-позднеплейстоценового возраста; золото аллювиальных отложений р.Таас Экит: Г — пластинчатое, Д — таблитчатое, Е — комковидное, Ж — тороидальное, З — шаровидно-пустотелое, И — грушевидное; золото аллювиальных отложений р.Сололи: К — пластинчатое, Л, М — псевдоростки золота Au с кварцем Q

жения формировались в течение нескольких этапов чередующихся водной и олово́й аккумуляциями, соответствующих среднечетвертичной (покровской) и позднечетвертичной (натарской) ледниковым эпохам. Н.А.Цейдлер [11] высказывает предположение об олово-аллювиальном генезисе описываемых отложений, путем первоначального олово́го накопления песков и последующего переотложения их в водной среде. Золото имеет в основном формы (в %): пластинчатую — 62, комковидную — 16, таблитчатую — 14, шаровидно-пустотелую — 7 (см. рис. 3, В) и палочковидную — 1. На единичных пластинчатых золоти́нах отмечаются едва заметные валики по периферии. Поверхность золоти́н грубошагреневая, иногда на поверхности

наблюдаются примазки пелитового материала. Преобладающий размер фракций 0,2—0,25 мм — 80%, фракция 0,1—0,16 мм составляет около 20%, среди них отмечаются единичные знаки 0,5 мм. По химическому составу золото представлено пробами (в %): низкой 700—799‰ — 18, средней 800—899‰ — 36, высокой 900—950‰ — 36 и весьма высокой 951—958‰ — 15 (см. рис. 2).

Золото современных аллювиальных отложений (Q_{IV}). Россыпное золото аллювиальных отложений р.Таас Экит, левого притока р.Экит, представлено в основном формами (в %): пластинчатыми — 57, таблитчатыми — 22, комковидными — 2, тороидальными, шаровидно-пустотелыми и грушевидными — 9 (см. рис. 3, Г—И) и чешуйча-

тыми — 10. Единичные пластинки имеют едва заметный валик по периферии. Поверхность золотин преимущественно шагреновая, иногда грубошагреновая. Гранулометрический состав золота (в %): 0,1—0,16 мм — 20, 0,2—0,25 мм — 80, отмечаются единицы процентов золотин 0,5 мм. Золото характеризуется пробностью (см. рис. 2): относительно низкой (700—799‰ — 10%), средней (800—899‰ — 40%), высокой (900—950‰ — 20%) и весьма высокой (951—1000‰ — 30%).

Золото аллювиальных отложений притоков р.Таас Эки — рек Ытыгас Юрэх и Беркекит имеет формы (в %) пластинчатую — 68, таблитчатую — 30 и комковидную — около 2. Поверхность зерен шагреновая. Размер золотин соответствует фракции 0,2—0,25 мм.

Золото р.Сололи, правого притока р.Таас Эки, характеризуется главным образом формами (в %): пластинчатыми — 78 (см. рис. 3, К), комковидными — 12, таблитчатыми — около 10. Гранулометрический состав его (в %): 0,1—0,16 мм — 25, 0,2—0,25 мм — 78, 0,5 мм — 7. Поверхность золота шагреновая, грубошагреновая, иногда мелкоячеистая, часто наблюдаются отпечатки вдавливания минералов. Золотин в псевдосростках с кварцем всего первые проценты (см. рис. 3, Л, М). Низкопробное золото (700—799‰) составляет 4%, среднепробное (800—899‰) — 40%, высокопробное (900—950‰) — 45% и весьма высокопробное (950—998‰) — 11% (см. рис. 2).

В аллювиальных отложениях рек Очугуй Сололи, Арах мас, Бургалды, Радость, Карат (притоки р.Сололи), отмечаются золотины пластинчатой, комковидной, таблитчатой форм. В аллювии р.Бургалды встречается шаровидно-пустотелые золотины до 2%. Поверхность золота в основном шагреновая, редко грубошагреновая и ямчатая. На поверхности некоторых зерен наблюдаются примазки пелитового материала, бурый налет, зеркала скольжения. Иногда встречаются зерна золота в сростках с кварцем и отпечатками вдавливания минералов. Преобладающий размер фракций золота 0,2—0,25 мм (более 70%), золотин размером 0,1—0,16 мм менее 30%. Проба золота изменяется от 900 до 998‰ и в среднем составляет 930‰.

В аллювии р.Буор Эки золото представлено преимущественно формами (в %): пластинчатыми — 65, шаровидно-пустотелыми — 20 и комковидными — 15. Часть пластинок имеет едва заметные валики по периферии. Поверхность золота тонкошагреновая, в единичных случаях наблюдаются зеркала скольжения. Золотины средней пробности 950‰.

По морфологическим особенностям золото характеризуется в основном пластинчатыми, комковидными и таблитчатыми формами. Наряду с ними как в пермских конгломератах, так и четвертичных отложениях отмечаются пластинки с едва заметными валиками по периферии, тороидальные и шаровидно-пустотелые формы, которые относятся к золовому типу и формируются в результате деформации в воздушно-песчаном потоке [9, 10]. В древних золотоносных конгломератах и современном аллювии также выявлены золотины в псевдосростках с кварцем, образующиеся в результате воздействия литостатического давления вмещающих пород [6] (см. рис. 3, Л, М). Преобладают золотины с шагреновой поверхностью. Редко встречается золото с грубошагреновой и мелкоячеистой поверхностью, на которой наблюдаются отпечатки вдавливания минералов и примазки пелитового материала.

Анализ гранулометрического состава показывает, что золото представлено мелкими фракциями (в %): 0,1—

0,16 мм — 24; 0,2—0,25 мм — 75, и только около 1% золотин более 0,5 мм. Необходимо отметить, что прослеживается тенденция повышения гранулометрического состава золота от древних к более молодым отложениям. Так, в отложениях четвертичного возраста преобладает золото фракции 0,2—0,25 мм (80%), тогда как в древних доминирует золото фракции 0,1—0,16 мм (60%).

При изучении химического состава золота обнаружено, что в протерозойских кварц-карбонатных жилах и конгломератах сыгынахтахской свиты рифея преобладает высокопробное золото (до 80%); отмечается также до 20% золота средней пробы. В конгломератах пермского возраста золото аналогичного состава. Это свидетельствует о поступлении металла из отложений протерозойского и рифейского возрастов. Следует подчеркнуть, что в средне-верхнепалеозойских водораздельных галечниках и современном аллювии обнаружено более низкопробное золото (около 50%), поступившее, вероятно, из более молодых источников мезозойского возраста. По данным А.В.Округина [7], в аллювиальных отложениях рек Бол.Куонамка, Анабар, Таас Эки, Молодо и Моторчуна также наблюдаются два типа россыпного золота — высокопробное и среднепробное.

В целом, анализ морфологических, гранулометрических особенностей и пробности золота показал, что золотоносные конгломераты сыгынахтахской свиты рифейского возраста сформированы за счет поступления золота из кварцевых и кварц-карбонатных жил раннего протерозоя. Благоприятная предпосылка для россыпеобразования — развитие площадной коры выветривания предрифейского возраста. Источниками россыпного золота в пермских конгломератах послужили как кварц-карбонатные жилы протерозоя, так и промежуточные золотоносные коллекторы рифейского возраста. Это подтверждается аналогичными типоморфными признаками металла из пород протерозойского, рифейского и пермского возрастов. Наличие в пермских конгломератах тороидальных и шаровидно-пустотелых форм золота, наряду со специфическим литологическим строением пермских отложений (разнонаправленная косая слоистость пород, хорошая сортированность, песчаный цемент конгломератов, при отсутствии глинистой составляющей) указывают на то, что в перераспределении металла в пермских конгломератах кроме гидродинамических принимали участие и оловые процессы.

Россыпная золотоносность аллювиальных отложений и водораздельных галечников четвертичного возраста образована как за счет поступления металла из древних золотоносных отложений, так и из золоторудных тел, сформированных в результате тектоно-магматической деятельности мезозойского возраста. По данным Б.Р.Шпунта, в этом районе в магматических породах среднего протерозоя, а также рифейских и пермских осадочных отложениях имеются зоны наложенной гидротермальной золоторудной минерализации с содержанием Au до 1,8 г/т. В результате изучения состава рудных минералов и строения рудных тел было предположено, что данные рудопроявления образовались одновременно в послепермский период [12].

Результаты детального изучения типоморфных особенностей золота бассейна р.Эки позволяют сделать следующие выводы:

1. Выявление общих типоморфных признаков золота из отложений различного возраста (высокопробное золото размером 0,1—0,16 мм составляет до 80% металла в

кварц-карбонатных жилах протерозойского возраста, рифейских и пермских золотоносных промежуточных коллекторах) позволяет предположить, что россыпная золотоносность образовалась за счет древних докембрийских источников.

2. Обнаружение в современном аллювии наряду с высокопробным золотом (0,1—0,16 мм) более низкопробного и среднепробного (0,2—0,25 мм) дает основание предположить дополнительное поступление металла из молодых источников мезозойского возраста.

3. Россыпная золотоносность данной территории обусловлена двумя эпохами россыпеобразования — докембрийской и мезозойской.

Авторы выражают искреннюю признательность геологам Амакинской экспедиции АК АПРОСА, в частности С.А.Тихогласову, за предоставленную возможность изучить коллекцию золота бассейна р.Экит.

Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ № НШ-2082.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов В.А., Красильщиков А.А., Горина И.Г. Об источниках золота на Оленекском поднятии // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР. — Якутск, 1967. Вып. 15. С. 114—119.
2. Константиновский А.А., Левин В.И., Яблокова С.В. Происхождение золота докембрийских конгломератов северо-востока Сибирской платформы // Известия АН СССР. 1981. № 12. С. 147—150.
3. Константиновский А.А. Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов. — М.: Научный мир, 2000.

4. Красильщиков А.А. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (лист R 51-XI, XII — серия Нижне-Ленская). — М.: Недра, 1967.
5. Лунгерсгаузен Г.Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Мат-лы Всесоюз. совещания по изуч. четв. периода. Т. III. 1961. С. 50—53.
6. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455—457.
7. Округин А.В., Филиппов В.Е., Попов А.А., Индеев Т.И. Золото-платиноносные россыпи севера Сибирской платформы // Российская Арктика: геологическая история, геоэкология, минерагения / Под ред. Д.А.Додина и В.С.Суркова. — С-Пб.: ВНИИ Океангеология, 2002. С. 620—628.
8. Прокопчук Б.И., Сочнева Э.Г., Кривонос В.Ф. Минеральный состав тяжелой фракции и источники сноса пермских отложений Лено-Анабарского междуречья (северо-восток Сибирской платформы) // Известия АН СССР. 1973. № 5. С. 82—92.
9. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Преобразование частиц самородного золота в процессе золотого воздействия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1229—1232.
10. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Формирование россыпей золота при воздействии золотых процессов. — Новосибирск: Наука, 1998.
11. Цейдлер Н.А., Минаева Ю.И. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R 51-XVII, XVIII — серия Нижне-Ленская). — М., 1969.
12. Шпунт Б.Р. Золотоносность осадочных комплексов Лено-Анабарского междуречья // Диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. — Новосибирск, 1971.
13. Яблокова С.В., Израилев Л.М. Минералогия золота в разновозрастных толщах осадочного чехла Олёнского поднятия // Геология россыпей благородных металлов и их прогнозирование. Труды ЦНИГРИ. Вып. 227. — М., 1988. С. 58—65.

УДК 553. 411

© Коллектив авторов, 2004

Формирование россыпных проявлений золота юго-востока Березовской впадины и прилегающей части Алданского щита

Е.Г.ТУЛАЕВА, З.С.НИКИФОРОВА, А.А.СУРНИН, П.О.ИВАНОВ

Северная и южная части Березовской впадины Предпатомского прогиба Сибирской платформы резко различаются по условиям образования и характеру рудных и россыпных проявлений золота. Район исследований охватывает бассейны среднего течения р.Токко, протекающей по древним метаморфическим толщам архейского и протерозойского возраста Алданского щита, и р.Чара, дренирующей палеозойский чехол Сибирской платформы (рис. 1). Проблема происхождения россыпной золотоносности, ее источников и промышленной значимости в этом районе до сих пор остается дискуссионной.

Существует несколько предположений о возможных источниках поступления россыпного золота в современный аллювий на данной территории: промежуточные коллекторы палеозойских толщ, интрузивы долеритов и скарны, а также раннеюрские галечно-песчаные отложения [1]; контактные метасоматические тела, связанные с внедрением пластовых и дайковых тел базитов среднепалеозойского возраста и зоны дизъюнктивных нарушений [5]; привнос золота с Патомского нагорья [7]; местные источники

золота, расположенные в породах фундамента на его приподнятых выступах, а также рудные источники палеозойского и мезозойского возрастов [10]; небольшие инфильтрационные залежи мезозойского этапа тектоно-магматической активизации (куранахский, лебединый типы), древние промежуточные коллекторы палеозойского возраста [11].

В исследуемом районе широко развита фоновая россыпная золотоносность [2, 3, 7, 9, 10]. Еще в начале XX в. была установлена россыпная золотоносность бассейна р.Чара и ее притоков Токко и Торго. В результате поисковых работ предыдущих исследователей промышленные россыпные и коренные месторождения золота в бассейне р.Чара не обнаружены. Среднее содержание золота в аллювиальных отложениях 200 мг/м³. Однако авторы установили высокие концентрации Au до 30 г/м³ в косовых отложениях р.Чара, между устьем ручья Быйыттаах и пос.Токко, а также впервые выделили видимое пылевидное золото из метасоматитов мезозойского возраста в пределах Александровской рудной зоны Мурунского массива.

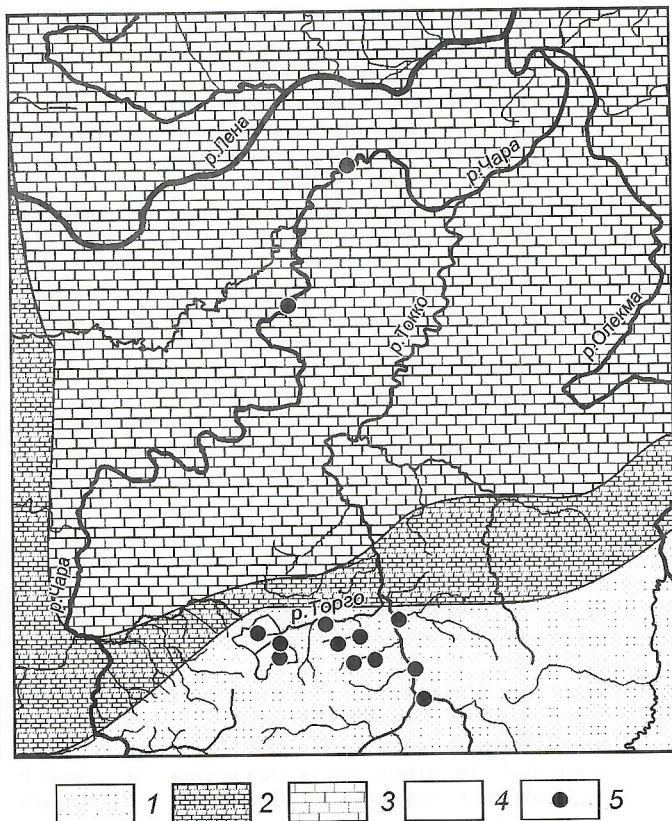


Рис. 1. Геологическая схема юго-востока Березовской впадины:

1 — архейские породы кристаллического фундамента; терригенно-карбонатные отложения платформенного чехла; 2 — протерозойские, 3 — палеозойские; 4 — Мурунский массив; 5 — места отбора шлиховых проб

В геологическом строении исследуемого района участвуют породы терригенно-карбонатные протерозойского, палеозойского возрастов, а также осадочные и эффузивно-осадочные мезозойского возраста платформенного чехла и архейские породы кристаллического фундамента Алданского щита (см. рис. 1). Отложения чехла представлены песчаниками, известняками и доломитами с прослоями конгломератов, щелочными, нефелиновыми сиенитами и сиенит-порфирами. Доминирующие породы фундамента платформы — архейские глубокометаморфизованные отложения, для которых характерны кристаллосланцы, кристаллогнейсы, кварциты и карбонатные породы. На щите широко распространены разнообразные магматические комплексы архейского, протерозойского, палеозойского и мезозойского возрастов, сложенные породами от кислого до ультраосновного состава. Среднепалеозойские интрузивные образования платформенного чехла залегают в виде пластовых интрузий и многочисленных даек и по составу принадлежат к долеритам и порфирировым микродолеритам. Геологические образования южной части рассматриваемой площади отражают три эпохи тектонического развития западной части Алданского щита — архейскую, протерозойско-палеозойскую и мезозойскую вулканогенно-интрузивную. Архейско-протерозойский этап тектонической активизации сопровождался региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом фундамента с образованием мощных зон милонитизации и катаклаза.

Вулканогенно-осадочные отложения борсалинской свиты архея состоят из гнейсов, кристаллических сланцев и железистых кварцитов. Мезозойский этап тектономагматической активизации привел к образованию совершенно новых структурных форм в жестком фундаменте и платформенном чехле в результате внедрения щелочных магм и формирования эффузивных и интрузивных фаций магматитов. На поверхности платформенного чехла и в пределах Алданского щита широко представлены рыхлые отложения разнообразного генезиса, сформированные в кайнозойское время. Доминируют аллювиальные и делювиальные образования ранне-среднечетвертичного, средне-, позднечетвертичного и современного возрастов.

Изучение типоморфных особенностей золота юго-восточной части Березовской впадины проводилось с целью определения генезиса россыпей и установления источников россыпной золотоносности (промежуточные коллекторы или коренные источники).

Россыпные проявления золота исследовались в бассейне рек Чара, Токко, Торго и их притоков: Тандыкагыкта, Богодикта, Соктокут, Джега и др. В бассейне р. Чара выходят кембрийские карбонатные породы толбочанской, олёмкинской, чарской и метежерской свит. Ордовикские отложения локально развиты в северо-западной и центральной частях данной площади; раннеюрские укугутской свиты — залегают на породах кембрия и раннего ордовика с угловым несогласием и представлены песчаниками с прослоями конгломератов. В бассейне р. Чара отложения укугутской свиты полностью размыты. Фрагменты их закартированы на высоких водоразделах в виде маломощных пачек песчаников и конгломератов. При промывке протолок конгломератов укугутской свиты из делювия правого склона р. Чара напротив о. Кенели установлено присутствие тонкопластинчатого золота.

Анализ типоморфных признаков россыпного золота долины р. Чара показал, что металл представлен фракциями (в %): 0,05—0,16 мм — 60, 0,16—0,25 мм — 30 и более 0,25 мм около 10. По морфологии золото характеризуется в основном пластинчатыми и чешуйчатыми формами (90%), в некоторых случаях наблюдаются тонкие реликты валиков по периферии зерен (рис. 2, А, Б). Золото субрудного облика составляет лишь 5% (см. рис. 2, В). Поверхность золотин в основном шагреневая, грубоямчатая с реликтами следов вдавливания минералов, иногда заполненных в углублениях пелитовым материалом. Цвет золота желтый, реже светло- и буро-желтый. По химическому составу золото на 60% высокой пробы (900—998‰), более 20% — средней (800—899‰), а 20% — низкой (600—799‰). В целом золото долины р. Чара высокопробное, представлено пластинчатыми и чешуйчатыми формами в основном мелкой фракцией 0,05—0,16 мм, с едва заметными валиками по периферии и следами вдавливания минералов на поверхности (рис. 3).

Наиболее крупный правый приток р. Чара — р. Токко протекает в пределах структурно-денудационного плато в субмеридианальном направлении. В ее бассейне развиты отложения архейского, позднпротерозойского и кембрийского возрастов. Среди архейских пород выделяют олдонгсинскую, хойкинскую, крестяхскую и мордженскую свиты олёмкинской серии и лежащую на них борсалинскую свиту. Свиты имеют сходный состав, в основном для них характерны кристаллогнейсы, кристаллосланцы, кварциты и амфиболиты. В верхней толще борсалинской

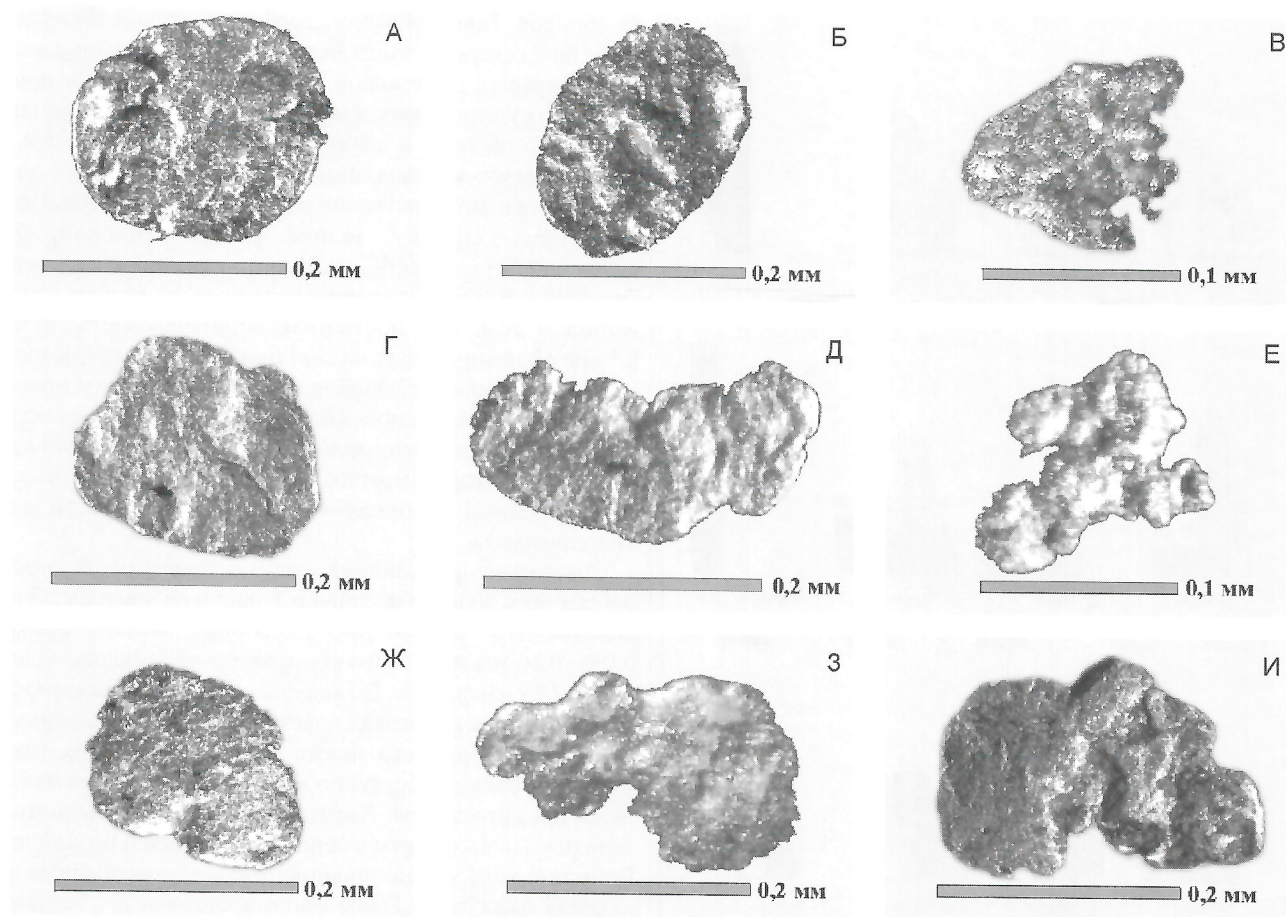


Рис. 2. Морфология золота из россыпных проявлений юго-востока Берзовской впадины:

формы золотин: р. Чара — А, Б — пластинки с тонким валиком по периферии и следами вдавливания минералов; В — пластинка субрудного облика; р. Токко — Г, Д — пластинки со следами вдавливания минералов, Е — комочек субрудного облика; р. Торго — Ж — пластинка с грубоямчатой поверхностью, З, И — пластинки субрудного и рудного облика

свиты выявлены мощные пласты железистых кварцитов. На архейских сложнодислоцированных породах фундамента с угловым несогласием залегают толщи верхнего протерозоя, представленные отложениями кебектинской, кумахулахской, сеньской и торгинской свит, сложенных песчаниками, известняками и доломитами с прослоями конгломератов. По данным А.Ф.Петрова [6], в архейских, протерозойских и кембрийских отложениях пробирным анализом установлено содержание Au от 0,1 до 1,9 г/т. Гранулометрический состав россыпного золота р.Токко в основном мелкой фракции 0,05—0,16 мм — 50%, 0,16—0,25 мм — около 30% и более 0,25 мм — 20%. Золото по морфологическим особенностям пластинчатых форм до 60%, а золотин субрудного и рудного обликов 20% (см. рис. 2, Г, Д, Е). Поверхность металла шагреновая, грубоямчатая со следами вдавливания минералов отмечается на 20% золотин. Цвет золота желтый, реже светло- и буро-желтый. При анализе химического состава россыпного золота обнаружено, что золотин высокой пробы (900—998‰) около 40%, средней (800—899‰) — 30%, а низкой (600—799‰) — 30%. Итак, золото р.Токко в целом средне- и низкопробное, в основном мелкой фракции 0,05—0,16 мм, пластинчатых форм с шагреновой и грубоямчатой поверхностью (см. рис. 3).

Левый приток р.Токко — р.Торго течет в широтном направлении (с запада на восток) по зоне разломов и являет-

ся естественной границей между Приленским плато и Олёкмо-Чарским нагорьем. На правобережье р.Торго широко развиты разрывные нарушения, серия крупных разломов широтного простирания и субмеридиональные зоны дробления, подновленные в мезозойское время [6]. Россыпное золото верховья р.Торго по гранулометрическому составу представлено фракциями 0,05—0,16 мм — 60%, 0,16—0,25 мм — 10%, а зерен более 0,25 мм — 30%. Золото пластинчатых форм — 50%, субрудного и рудного облика — 40% золотин (см. рис. 2, Ж, З, И). Поверхность золота шагреновая, на 20% золотин отмечается грубоямчатая со следами вдавливания минералов. В химическом составе отмечается золота средней пробы (800—899‰) более 50%, низкой (600—799‰) — 20% и высокой (900—998‰) — около 30%.

В истоках р.Торго расположен Мурунский сиенитовый массив мезозойского возраста. С юга массив обрамляется архейскими отложениями, с севера и востока — позднепротерозойскими. В массиве сиенитов, особенно в зонах разрывных нарушений в эндоконтактах, широко развиты окварцевание, флюоритизация и сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, пирротин, галенит и др.). В измененных эгириновых сиенитах и зонах дробления сиенитов Мурунского массива пробирным анализом установлено содержание золота от 0,2 до 10,0 г/т [6]. Все золотины Мурунского массива представлены исключительно зернами

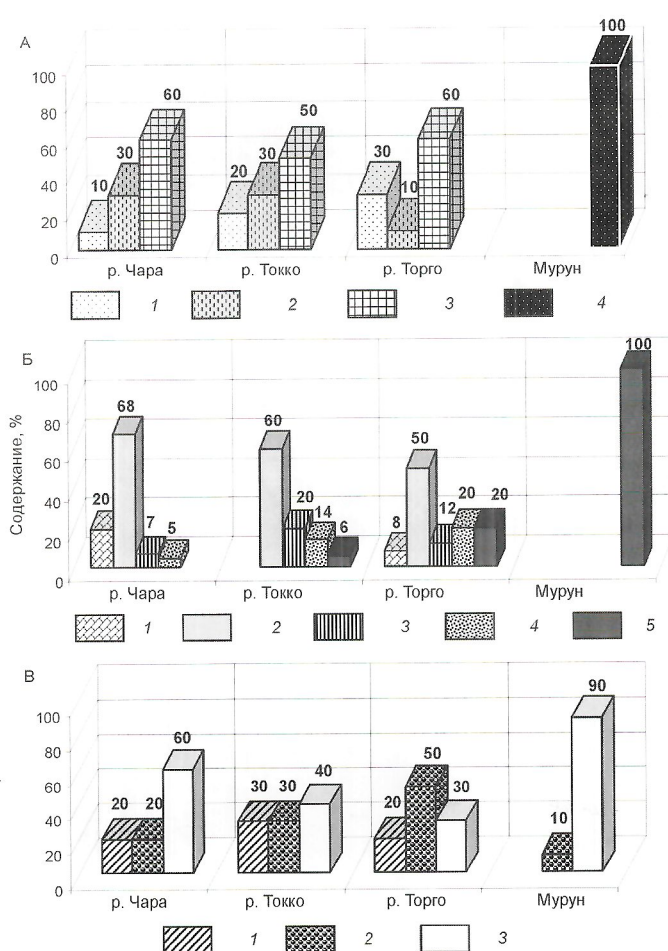


Рис. 3. Типоморфные особенности золота из россыпных проявлений юго-востока Березовской впадины:

А — гранулометрический состав (в мм): 1 — >0,25, 2 — 0,16—0,25, 3 — 0,05—0,16, 4 — 0,05; Б — морфология: 1 — чешуйки, 2 — пластинки, 3 — комочки, 4 — субрудное, 5 — рудное; В — проба: 1 — низкая, 2 — средняя, 3 — высокая

рудного облика менее 0,05 мм и преимущественно высокой пробы (900—998‰) — более 90% (см. рис. 3). При анализе типоморфных особенностей россыпного золота истоков р.Торго и рудного золота Мурунского массива выявлено, что золото различается как по морфологии, так и гранулометрии и пробности. В связи с этим формирование знаковой россыпной золотоносности р.Торго не связано с поступлением золота с золоторудных проявлений Мурунского массива.

При изучении минералогии россыпного золота в юго-восточной части Березовской впадины, в частности в бассейне рек Чара и Токко установлено, что гранулометрический состав золота бассейна р.Чара в основном мелкой фракции 0,05—0,16 мм, и главным образом пластинчатых и чешуйчатых форм. Однако россыпное золото р.Чара более окатанное, на поверхности пластинчатых и чешуйчатых золотинок в 30% случаев наблюдаются тонкие валики по периферии и реликты вдавливания минералов. Следы вдавливания минералов свидетельствуют о поступлении металла из древних коллекторов, где оно было подвержено литостатическому давлению [4]. Следует отметить, что в бассейне р.Токко преобладает золото субрудного и рудно-

го обликов. Таким образом, морфологический облик золота р.Чара северной части Березовской впадины позволяет предположить длительное пребывание металла в промежуточных коллекторах, а преобладание золота субрудного и рудного обликов в аллювии водотоков р.Токко южной части Березовской впадины свидетельствует о поступлении золота непосредственно из рудных источников. По химическому составу золото р.Чара высокопробное (900—998‰) — до 60%, а р.Токко — средне- и низкопробное (600—800‰). Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что россыпная золотоносность долины р.Чара сформировалась за счет близлежащих промежуточных коллекторов палеозойского и мезозойского возрастов, а россыпные проявления в бассейне р.Токко за счет промежуточных коллекторов архейского и протерозойского возрастов, а также, возможно, металл поступал из близлежащих коренных источников предположительно мезозойского возраста.

Сравнительный анализ типоморфных особенностей россыпного золота бассейна р.Токко и ее притока р.Торго выявил, что помимо преобладающей мелкой фракции 0,05—0,16 мм на р.Торго обнаружено увеличение золотинок более 0,25 мм до 30%. По морфологическим особенностям золото в обоих водотоках пластинчатых форм. Количество рудного и субрудного золота больше на р.Торго, (около 40%), что свидетельствует о поступлении металла из близлежащих источников. Химический состав россыпного золота рек Токко и Торго в основном средней и низкой проб. В связи с этим можно предположить, что россыпные проявления бассейна р.Торго сформировались за счет коренных источников по всей вероятности мезозойского возраста, что подтверждается широким развитием на данной территории разрывных нарушений архейского и протерозойского возрастов, неоднократно подновляемых в мезозойское время. Однако преобладание кластогенного золота с реликтами вдавливания минералов дает основание предполагать, что источниками золота могли служить и промежуточные коллекторы архейского и протерозойского возрастов, предположительно железистые кварциты борсалинской и конгломераты кебектинской свит. Следует подчеркнуть, что железистые кварциты раннего докембрия — один из главных геолого-промышленных типов золоторудных месторождений, в котором локализовано более 5% мировых запасов золота. [8]. Содержание золота в железистых кварцитах составляет 0,3—10 г/т, и по неполным данным XX столетия за рубежом из них добыто около 2800 т Au.

Таким образом, результаты изучения типоморфных особенностей золота юго-востока Березовской впадины Предпатомского прогиба Сибирской платформы позволяют сделать следующие выводы:

1. Формирование россыпных проявлений золота в северной части впадины (бассейн р.Чара) связано главным образом с перемывом слабозолотоносных промежуточных коллекторов палеозойского и мезозойского возрастов, возможно конгломератов укугутской свиты ранней юры и в меньшей степени с поступлением металла из коренных источников.

2. Россыпная золотоносность южной части территории (бассейн рек Токко и Торго), образована за счет поступления металла в основном из промежуточных коллекторов докембрийского возраста: предположительно борсалинской свиты архея, позднпротерозойских конгломератов и

рудных источников кварц-карбонатных жил архейского и протерозойского возрастов, подновленных неоднократно в мезозойское время.

Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ № НШ — 2082.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Коробицын А.В. Минералого-геохимическая оценка золотоносности палеозойских пород средней Лены // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. — Якутск, 1995. С. 44—65.
2. Блинов А.А. Принципы прогнозирования золотоносных россыпей в нижнем течении р.Чары // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. — Якутск, 1995. С. 90—102.
3. Никифорова З.С., Сурнин А.А. К проблеме россыпной золотоносности среднего течения р.Лена // Отечественная геология. 2001. №5. С. 70—71.
4. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455—457.
5. Олейников Б.В., Копылова А.Г., Томишин М.Д. Распределение золота в некоторых геологических образованиях Среднего Приленья // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. — Якутск, 1995. С. 66—73.
6. Петров А.Ф. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (лист О-50-ХVIII — Серия Бодайбинская). — М.: Госгеолтехиздат, 1978.
7. Родионов Н.Т. Геоморфология и россыпная золотоносность Среднего Приленья // Автореф. дисс. ... канд. геол. минер. наук. — Казань, 1973.
8. Старостин В.И., Пельмский Г.А., Леоненко Е.И., Сакия Д.Р. Геодинамические обстановки формирования золоторудных месторождений в раннем докембрии (архей—ранний протерозой) // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2003. Вып. 10. С. 3—15.
9. Сурнин А.А., Никифорова З.С. Формирование золотоносной россыпи бассейна реки Чара // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Т. 3. Четвертичная геология, россыпи. — Магадан, 2001. С. 105—107.
10. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
11. Филиппов В.Е., Сурнин А.А. Генезис россыпи ручья Карстовый // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. — Якутск, 1995. С. 103—108.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.42:549.211 (571.56)

© Коллектив авторов, 2004

Изотопный состав углерода и азота алмазов из кимберлитов Якутии

Г.П.БУЛАНОВА, Ю.П.БАРАШКОВ, Д.И.ШЕЛКОВ, Г.Б.СМЕЛОВА, С.Б.ТАЛЬНИКОВА

Изотопный состав углерода алмазов изучен достаточно хорошо [2, 3, 14 и др.]. Для большинства алмазов $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-7\ldots-4\%$ (при колебании $-35\ldots+2,8\%$) и близко к изотопному составу углерода мантии ($-4,5\%$) [2]. При этом алмазы перидотитового парагенезиса имеют узкий диапазон изотопного состава углерода ($-10\ldots-1\%$), а для эклогитовых $\delta^{13}\text{C}$ изменяется в широких пределах ($-35\ldots+2,5\%$) [3]. Таким образом, перидотитовые алмазы и близкие к ним по изотопному составу эклогитовые образовались при участии мантийного углерода. Изотопный состав углерода остальной части эклогитовых алмазов или облегченный, или утяжеленный, значительно отличающийся от $\delta^{13}\text{C}$ углеродсодержащих пород мантийного генезиса. Величины $\delta^{13}\text{C}$ легких эклогитовых алмазов близки величинам, характеризующим органическое вещество осадочных пород, что предполагает их происхождение из органического углерода в процессе субдукции этих пород в область термодинамической устойчивости алмаза [4]. Альтернативные гипотезы, объясняющие необычно широкий изотопный состав углерода эклогитовых алмазов, предполагают гетерогенный состав углерода мантии или возможность изотопного фракционирования углерода в процессе роста алмазов [2, 14].

Изотопный состав азота — главного примесного элемента алмазов менее изучен, хотя имеет большое значение для решения проблемы их генезиса. Величина $\delta^{15}\text{N}$ может служить доказательством глубинного или рециклированного источника углерода, поскольку предполагается, что первичный азот мантии характеризуется значительно облегченным изотопным составом по сравнению с азотом современной атмосферы [11, 13]. Первое определение изо-

топного состава азота [6] показало, что октаэдрические алмазы имеют $\delta^{15}\text{N} -11\ldots+16\%$. Изотопный состав так называемых волокнистых (fibrous) алмазов и оболочек (coated) на алмазах (разновидности III и IV по минералогической классификации алмазов Ю.Л.Орлова) находится в узкой области: $\delta^{15}\text{N} -5\pm 4\%$ и $\delta^{13}\text{C} -6,5\pm 3\%$ [5]. Дальнейшие исследования алмазов эклогитового и перидотитового парагенезисов позволили установить, что $\delta^{15}\text{N}$ эклогитового изменяется от $-10,1$ до $+23\%$, а перидотитового от -34 до $+9,5\%$ [7, 8, 13].

Задача настоящей работы заключалась в получении дополнительной информации об изотопном составе перидотитовых и эклогитовых алмазов из кимберлитов Якутии с целью выявления природы источника углерода и азота для образования алмазов. В процессе исследования авторы сопоставляли изотопный состав борта с монокристаллами алмаза известного парагенезиса.

Методика исследования и образцы. Анализы изотопного состава углерода и азота алмазов выполнены масс-спектрометрическим методом в Открытом университете г.Милтон Кейнс, Великобритания. Для изотопного анализа навески алмаза массой $0,05\text{—}1$ мг предварительно прокачивались в вакууме при температуре 1150°C в течение $2\text{—}4$ ч с целью устранения контаминации образцов атмосферным и органическим азотом и затем помещались в камеру сжигания. Экстракция углерода и азота проводилась в кварцевом реакторе, соединенном с Cu/CuO резервуаром, при температуре 1150°C по методике, описанной в [5, 6]. Для отделения N , CO_2 и CO от других газов применялась одностадийная очистка с использованием CaO или

криогенный метод [5]. Фон измерялся (относительно нулевого содержания) до и после каждого анализа. Величина фона была относительно постоянной в течение одного дня ($\pm 20\%$ для количественного и не более $\pm 3\%$ для изотопного состава азота). Изменение чувствительности и изотопной дискриминации азота в масс-спектрометре контролировалось измерением либо стандартного газа воздуха, либо лабораторного стандарта алмаза (алмазных порошков размером 10—15 мкм). Экспериментально установленная воспроизводимость анализов алмазного стандарта составила $\pm 1\%$ для $\delta^{15}\text{N}$, $\pm 0,4\%$ для $\delta^{13}\text{C}$, ± 50 ppm для содержания азота. Величины этих ошибок определяют аналитическую точность анализов (28).

Изучены 28 образцов алмазов из кимберлитовых трубок Мир, им. XXIII съезда КПСС (Мало-Ботуобинское кимберлитовое поле) и трубки Удачная (Далдынское поле). Алмазы относились к перидотитовому (8 монокристаллов и 4 образца борта) и эклогитовому (11 монокристаллов и 5 образцов борта) парагенезисам. Все образцы из коллекции ИГАБМ СО РАН. Парагенезис алмазов класса крупности $-4...+2$ устанавливался по минеральному составу включений. Монокристаллы распиливались по (110) на три части. Затем центральные плоскопараллельные пластины шлифовались с целью изучения внутреннего строения алмазов методом катодолюминесцентной топографии и исследования состава минералов-включений «in situ» [1].

Для определения изотопного состава углерода и азота использовались главным образом обрезки кристаллов алмаза, которые представляли собой преимущественно промежуточные и периферийные части кристаллов. Для пяти монокристаллов алмаза с неоднородным внутренним строением измерения были выполнены по зонам роста. В кристаллах образцов 1153 и 1169 проанализированы промежуточные и периферийные области. Эволюция формы роста эклогитового алмаза (образец 1153) состояла в смене центральной кубической зоны с желтой фотолуминесценцией (ФЛ) через округлую промежуточную (голубая ФЛ) на октаэдрическую периферийную область (синяя ФЛ) [1]. Алмаз (образец 1169) имел секториальное строение с кубооктаэдрической формой центральной и промежуточной областей (желтая ФЛ кубических секторов и голубая — октаэдрических) и октаэдрической периферийной зоной (голубая ФЛ). Два эклогитовых и один перидотитовый алмазы с признаками неоднородного внутреннего строения были проанализированы в центральных пластинах. Так, эклогитовый октаэдрический кристалл 3105 представлял собой алмаз в оболочке (IV разновидность по классификации Ю.Л. Орлова). Ядерная часть его была сложена бесцветными октаэдрическими зонами, а внешняя область — очень тонкой волокнистой оболочкой желтого цвета. Эклогитовый алмаз 4173 имел округлую ядерную зону с желто-зеленым свечением и внешнюю октаэдрическую область с голубой катодолюминесценцией. Центральная область кристалла 4160 перидотитового парагенезиса имела волокнистую округлую форму с ярко-желтым свечением, а остальная его часть — октаэдрическую зональность и голубую катодолюминесценцию.

Образцы борта были также пришлифованы для вывода минеральных включений на поверхность. С целью определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ были сделаны выколки из этих образцов.

Результаты исследования. Для изученных алмазов перидотитового парагенезиса характерен узкий интервал значений $\delta^{13}\text{C}$ $-7,7...-3,6\%$ (см. таблицу). Величины $\delta^{15}\text{N}$ этих алмазов изменяются от $-5,9$ до $+9,5\%$, при вариации

концентрации азота в них от 15 до 1361 ppm. Для эклогитовых алмазов $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается более широкий спектр, сдвинутый в область облегченных значений. Величина $\delta^{15}\text{N}$ таких алмазов от $-6,1$ до $+5,9\%$, что несколько меньше, чем для перидотитовых алмазов. Содержание азота в изученных эклогитовых алмазах (38—1392 ppm) не отличается от его содержания в перидотитовых.

Результаты исследования изотопного состава углерода и азота алмазов, выполненные для центральных, промежуточных и периферийных зон пяти монокристаллов также представлены в таблице. Для перидотитового алмаза (образец 4160) и эклогитового (образец 4173) из трубки им. XXIII съезда КПСС установлен тренд утяжеления изотопного состава углерода в направлении от центра кристалла к периферии. В этом же направлении происходит утяжеление изотопного состава азота в эклогитовом алмазе ($-2,0...-0,2\%$), тогда как в перидотитовом для $\delta^{15}\text{N}$ наблюдается противоположная картина — изменение его значений от $+9,5$ до $-0,1\%$. Следует отметить, что периферийные зоны алмазов обоих парагенезисов из указанной трубки имеют близкие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ (см. таблицу). Эклогитовый алмаз (образец 3105) из трубки Удачная характеризуется облегчением изотопного состава углерода и азота в направлении от центра к периферии кристалла. Аналогичный тренд имеет эклогитовый алмаз (образец 1169) из трубки Мир, тогда как изменения изотопного состава второго эклогитового алмаза из этой же кимберлитовой трубки (образец 1153) близки установленным для перидотитового алмаза (образец 4160) из трубки им. XXIII съезда КПСС (см. таблицу). По изотопному составу азота центральные области неоднородных алмазов в целом обособляются от промежуточных и периферийных зон. Исключение составляет кристалл (образец 4173), центральная область которого попадает в поле промежуточных и периферийных зон алмаза.

Изотопный состав углерода и азота поликристаллических агрегатов алмаза (борт) не отличается от такового в монокристаллах алмаза. Алмазный борт перидотитового и эклогитового парагенезисов имеет $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ аналогичные монокристаллам соответствующего типа и отдельно обсуждаться не будут. Таким образом, для монокристаллов перидотитового (образец 4160) и эклогитового (образцы 4173, 1153) парагенезисов установлен тренд утяжеления изотопного состава углерода в процессе роста алмаза, так же как и для большинства изученных ранее образцов [11]. Для эклогитовых алмазов (образцы 3105, 1169) выявлена противоположная тенденция поведения $\delta^{13}\text{C}$, определенная ранее для некоторых алмазов не установленного парагенезиса [2]. Изотопный состав азота изменяется преимущественно в сторону облегчения от центральных к периферийным зонам алмаза.

Полученные данные дополняют выделенные ранее [6, 7, 13] поля изотопного состава алмазов (рис. 1). Перидотитовые алмазы в целом представлены более узкой областью $\delta^{13}\text{C}$, чем эклогитовые, хотя частично они и перекрываются. Это связано с тем, что среди эклогитовых присутствуют монокристаллы и алмазный борт с облегченным изотопным составом углерода. Алмазы обоих парагенезисов характеризуются как положительными, так и отрицательными значениями $\delta^{15}\text{N}$. Изученные перидотитовые алмазы из кимберлитовых трубок Якутии составляют одну генетическую группу с областью, где $\delta^{13}\text{C}$ $-7,6...-3,5\%$ (см. рис. 1), тогда как экло-

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ и содержание азота в алмазах перидотитового (Р) и эклогитового (Е) парагенезисов из кимберлитовых трубок Якутии

Образец	Морфология	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	Парагенезис	$\delta^{15}\text{N}$, ‰	N/C, ppm
<i>Трубка Удачная</i>					
3295	Октаэдр	-4,7	Р	-1,2	15
3582	«	-5,7	Р	4,6	555
3588	«	-4,7	Р	-3,3	42
Б-107	Борт	-3,6	Р	4,6	85
Б-159	«	-4,0	Р	-5,9	475
Б-118	«	-5,1	Р	Не опр.	Не опр.
3143	Октаэдр	-5,5	Р	1,7	33
3798	«	-4,2	Р	1,4	Не опр.
3661	«	-4,5	Е	1,5	674
3694	«	-4,1	Е	-0,4	15
3662	«	-4,8	Е	-0,3	444
3105 центр периферия	«	-6,8	Е	2,5	474
		-7,9	Е	-1,5	976
Б-149	Борт	-10,1	Е	5,9	734
<i>Трубка Айхал</i>					
2214	Октаэдр?	-5,8	Е	-6,1	788
Б-5	Борт	-8,4	Е	-1,3	728
Б-54	«	-6,8	Е	-0,6	1021
<i>Трубка им. XXIII съезд КПСС</i>					
4160 центр периферия	Октаэдр	-7,7	Р	9,5	399
	«	-4,4	Р	-0,1	740
4147	«	-6,7	Е	-0,3	Не опр.
4173 центр периферия	«	-7,0	Е	-2,0	1062
		-4,7	Е	-0,2	1392
4240	«	-15,7	Е	3,7	232
<i>Трубка Мир</i>					
1142	Октаэдр	-6,1	Р	3,2	1361
1558	«	-5,4	Р	1,0	568
Б-195	Борт	-5,3	Р	1,0	432
1153 промежуточная периферия	Октаэдр	-6,6	Е	3,6	Не опр.
		-5,5	Е	-4,0	Не опр.
1169 промежуточная периферия	«	-4,3	Е	1,3	Не опр.
		-6,0	Е	0,4	Не опр.
1591	«	-5,8	Е	-1,3	Не опр.
Б-174	Борт	-5,2	Е	-1,0	38
Б-196	«	-5,4	Е	3,0	778

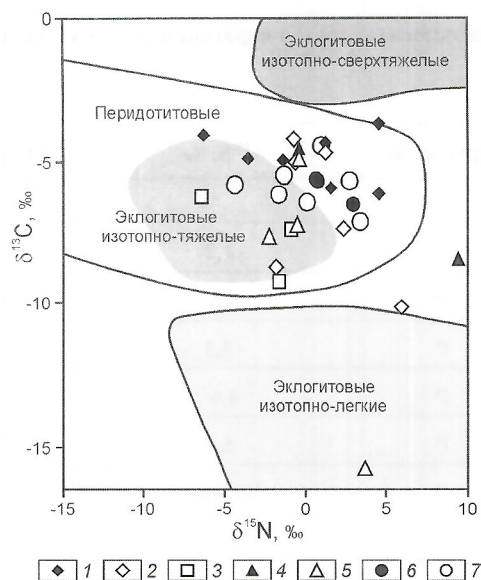


Рис. 1. Соотношение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ в алмазах перидотитового и эклогитового парагенезисов из кимберлитовых трубок Якутии:

кимберлитовые трубки: 1 — Удачная (Р), 2 — Удачная (Е), 3 — Айхал (Е), 4 — им. XXIII съезда КПСС (Р), 5 — им. XXIII съезда КПСС (Е), 6 — Мир (Р), 7 — Мир (Е); поля изотопного состава углерода и азота алмазов по [6—8, 13]

гитовые алмазы относятся к двум генетическим группам. Одна из них, наиболее распространенная в кимберлитах Якутии, совпадает по изотопии углерода с перидотитовыми алмазами, но характеризуется более узким интервалом значений $\delta^{15}\text{N}$ $-6,1 \dots +3,6\%$. Эта генетическая группа относится к изотопно-тяжелым в отличие от изотопно-сверхтяжелых австралийских россыпных алмазов из Нового Южного Уэльса [11], соответствующее поле которых показано на рис. 1. Другая генетическая группа эклогитовых алмазов, менее распространенная в кимберлитах Якутии, с облегченными значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-15,7 \dots -10,1\%$) и положительными $\delta^{15}\text{N}$. Данная группа представлена изотопно-легкими алмазами. Таким образом, изотопный состав азота алмазов из кимберлитовых пород Якутии в целом подтверждает существование двух генетических типов алмазоносных эклогитовых пород [15]. Близкий изотопный состав углерода и азота перидотитовых и изотопно-тяжелых эклогитовых алмазов указывает на их образование из близкого по характеристике источника углерода и азота (мантийный резервуар, слабо дифференцированный во времени). Изотопно-легкие по углероду эклогитовые алмазы, вероятно, появились за счет органического рециклированного углерода. Положительные значения $\delta^{15}\text{N}$ определенно указывают на возможность вовлечения корового вещества в процесс формирования этих алмазов (субдуцированные на мантийные глубины осадочные породы, метаморфизованные в эклогиты).

Полученные результаты свидетельствуют о различии изотопного состава углерода и азота эклогитовых и перидотитовых алмазов в целом независимо от их моно- или поликристаллического строения (борт). Вероятно, образование моно- или поликристаллов алмаза объясняется лишь величиной пересыщения среды углеродом. При малых пересыщениях углерода формируются монокристаллы, при больших — борт.

Тренды изотопного состава для пяти неоднородных алмазов могут быть интерпретированы с учетом гетерогенного внутреннего строения этих кристаллов, отражающегося в смене морфологии и цвета катодолюминесценции разных зон роста. Такие образцы представляют собой уникальные случаи сохранения в одном кристалле изменений в среде алмазообразования, характеризующих процесс в целом.

Эволюция изотопного состава азота (от $-0,1$ до $+9,5\%$) в перидотитовом алмазе (образец 4160) с момента его зарождения до окончания роста свидетельствует об эволюции источника данного элемента от близкого к «коровому» до «мантийного». Небольшая по размеру волокнистая центральная зона алмаза имеет экстремальное положительное значение $\delta^{15}\text{N}$ по сравнению со всеми известными на сегодняшний день для алмазов этого парагенезиса. Вероятнее всего, центральная область относится к самостоятельной генерации и фиксирует самую начальную стадию зарождения алмазов. Остальная же часть монокристалла, сложенная октаэдрическими зонами, относится ко второй генерации и характеризует массовый рост алмазов в перидотитовом субстрате, уже дифференцированном во времени в относительно однородный резервуар углерода и азота. Большинство перидотитовых алмазов, имеющих гомогенное строение, образуется в это время.

Аналогичный изотопный тренд определен в эклогитовом алмазе образца 1153, имеющем сходное внутреннее строение с алмазом образца 4160 (рис. 2). Эклогитовый алмаз в оболочке (образец 3105) из трубки Удачная также имеет тренд $\delta^{15}\text{N}$ от $+2,5\%$ для центральной части до $-1,5\%$ для его оболочки, $\delta^{13}\text{C}$ при этом изменяется от $-7,9$ до $-6,8\%$. В нем также фиксируется две генерации: послойный тангенциальный рост сменяется волокнистым ростом оболочки.

В эклогитовом алмазе образца 4173 из этой же трубки плавно изменяется $\delta^{13}\text{C}$ за время роста $-7,0 \dots -4,7\%$ и $\delta^{15}\text{N}$ $-2,0 \dots -0,2\%$. Такая эволюция, вероятно, свойственна

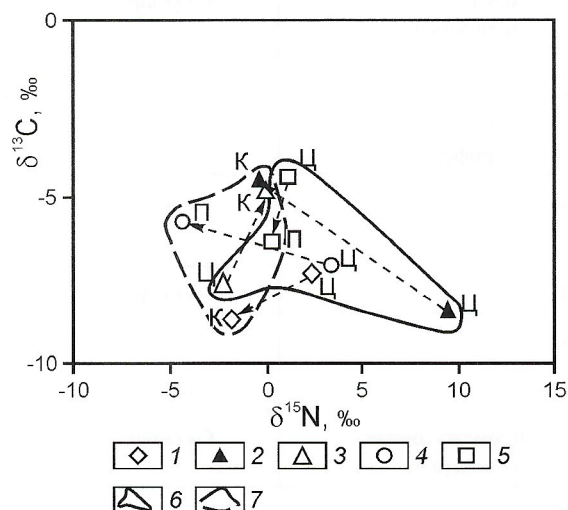


Рис. 2. Тренды изотопного состава углерода и азота от центра к периферии неоднородных кристаллов алмаза:

1 — трубка Удачная: образец 3105 (Е); 2, 3 — трубка им. XXIII съезда КПСС: 2 — образец 4160 (Р); 3 — образец 4173 (Е); трубка Мир: 4 — образец 1153 (Е); 5 — образец 1169 (Е); 6 — область изотопного состава центральных зон; 7 — промежуточные и периферийные зоны алмазов; зоны кристалла: Ц — центральная, П — промежуточная, К — периферийная

уже относительно однородному резервуару. При этом ядерная зона алмаза зарождается в условиях смешанного механизма роста, а периферийная его часть кристаллизуется по механизму послыонного тангенциального роста. Несмотря на разный парагенезис алмазов и локализацию зон волокнистого (или смешанного) механизма роста в разных частях объема образцов кристаллов: 4160 — центр, 4173 — центр и 3105 — оболочка, изотопный состав углерода их очень близок (см. таблицу), что свидетельствует о сходных условиях их образования.

Изотопный состав пяти изученных образцов алмазов свидетельствует о достаточно широком интервале $\delta^{15}\text{N}$ в ядерных зонах кристаллов ($-2,0 \dots +9,5\%$), включая положительные («коровые») значения. Периферийные зоны алмазов изотопно более однородны, и $\delta^{15}\text{N}$ для таких зон $-4,0 \dots +0,4\%$. Эта вариация, вероятно, указывает на присутствие корового азота в системе на стадии зарождения алмазов. Дальнейший рост промежуточных и периферийных алмазных зон, по-видимому, происходил в более стабильных условиях с преобладанием во флюидах мантийного азота. Данное предположение хорошо иллюстрируется корреляцией $\delta^{15}\text{N} - \delta^{13}\text{C}$ в алмазах образцов 4160 и 1153, имеющих наиболее положительные коровые значения $\delta^{15}\text{N}$ ядерных зон роста (см. рис. 2). В таких алмазах изотопный состав азота становится легче, а углерода — тяжелее от центра к периферии кристаллов, согласуясь с трендом изменения изотопного состава при смешении коровых и мантийных флюидов в процессе субдукции [12].

Некоторые ковариации $\text{N} - \delta^{15}\text{N} - \delta^{13}\text{C}$ центр—периферия алмаза согласуются с термодинамической моделью роста алмазов из $\text{C} - \text{N} - \text{H} - \text{O}$ флюида при изменении давления, температуры и окислительно-восстановительного потенциала [10]. Так, образование алмазов образцов 4160 и 1153, показывающих изотопное утяжеление углерода и облегчение азота от центра к периферии, можно интерпретировать как рост из фракционирующего флюида, обогащенного CO_2 , при возрастании окислительного потенциала среды. Другие экологитовые алмазы, где наблюдается прогрессивное уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ от центра к периферии, можно было бы интерпретировать как рост из флюида, обогащенного CH_4 , но без учета закономерности одновременного изменения в них содержания и изотопного состава азота. Отсутствие моделей, объясняющих поведение $\delta^{15}\text{N}$ в процессе роста алмазов, к сожалению, не позволяет в настоящее время интерпретировать тренды изотопного состава азота алмазов в контексте эволюции мантийных флюидов.

В заключение следует еще раз обратить внимание на интервал изменения изотопного состава алмаза образца 4160, который свидетельствует о необходимости выполнения исследований алмазов по зонам роста с учетом их внутреннего строения и неоднородности. Валовый анализ для подобных гетерогенных кристаллов не дает почти никакой генетической информации кроме получения неких средних значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$.

Из представленных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Изученные алмазы перидотитового парагенезиса имеют изотопный состав $\delta^{13}\text{C} - 7,7 \dots - 3,6\%$ и $\delta^{15}\text{N} - 5,9 \dots + 9,5\%$ и относятся к одной генетической группе. Образование таких алмазов происходит из глубинного мантийного резервуара, дифференцирующегося во времени, как это зафиксиро-

вано изменением значений изотопного состава азота $\delta^{15}\text{N} - 0,1 \dots + 9,5\%$ в одном монокристалле алмаза.

2. Экологитовые алмазы относятся к двум генетическим группам: изотопно-тяжелые по $\delta^{13}\text{C}$ кристаллы имеют изотопный состав углерода и азота близкий к составу перидотитовых алмазов, и образуются в сходных с ними условиях (вероятно, эти алмазы представлены в кимберлитах ксенокристаллами мантийных алмазоносных экологитов); изотопно-легкие по $\delta^{13}\text{C}$ характеризуются положительными значениями $\delta^{15}\text{N}$ и образуются за счет рециклированного органического углерода коровых пород, субдуцированных на глубины верхней мантии.

3. Установленные для пяти монокристаллов алмаза тренды изменения изотопного состава углерода и азота и корреляция их с внутренним строением кристаллов отражают эволюцию состава источника этих элементов в процессе алмазообразования.

4. Исследование изотопного состава азота в центральных зонах неоднородных кристаллов алмаза свидетельствует о возможном участии корового азота на стадии зарождения алмазов. Дальнейший рост промежуточных и периферийных алмазных зон, по-видимому, происходил в более стабильных условиях с преобладанием во флюидах мантийного азота.

5. Ковариация между содержанием азота и изотопным составом углерода и азота в монокристаллах алмаза в направлении центральные — периферийные зоны неоднозначна и требует дальнейшего изучения. Локальные исследования изотопного состава алмазов с учетом их внутреннего строения и неоднородности — важный источник информации об их генезисе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Сметова Г.Б. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
2. Галимов Э.М. Вариации изотопного состава углерода и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия. 1984. Т. 8. С. 1091—1118.
3. Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1217—1220.
4. Соболев В.С., Соболев Н.В. Новые доказательства погружения на большие глубины экологитизированных пород земной коры // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 683—685.
5. Boyd S.R., Mathey D.R., Pillinger C.T., Millidge H.Y., Mendelsohn M.Y. and Seal M. Multiple growth events during diamond genesis an integrated study of carbon and nitrogen isotopes and nitrogen aggregation state in coated diamonds // Earth. Planet. Sci. Letters. 1987. Vol. 86. № 2—4. P. 341—353.
6. Boyd S.R., Pillinger C.T. A preliminary study of $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ in octahedral growth diamonds // Chemical geology. 1994. P. 43—59.
7. Cartigny P., Harris J.W., Javoy M. Eclogitic diamond formation at Javaneng: no room for recycled component // Science. 1998. Vol. 280. P. 1421—1424.
8. Cartigny P., Harris J.W., Phillips D., Girard M., Javoy M. Subduction-related diamonds? The evidence for a mantle derived origin from coupled $\delta^{13}\text{C} - \delta^{15}\text{N}$ determinations // Chem. Geol. 1998. Vol. 147. P. 147—159.
9. Davis G.L. The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks // In Carnegie Institution of Washington Year Book, 1976. P. 631—635.
10. Deines P., Harris J.W., Spear P.M., Gurney J.J. Nitrogen and $\delta^{13}\text{C}$ content of Finch and Premier diamonds and their implications // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. 53. P. 1367—1378.
11. Javoy M., Pineau F. and Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Isotopes on Geology /Ed.: S. Deutsch and

- A.W. Hofmann. Picciotto Volum. Chem. Geol. 1986. Vol. 57. P. 41—62.
12. Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle // Proc. 7th IGC, Cape Town, SA, 1999. Vol. 2. P. 584—605.
13. Shelkov D. C and N isotopic composition of terrestrial diamonds and carbonado // PhD Thesis, The Open University, Milton Keynes. 1997.
14. Swart P.K., Pillinger C.T., Milledge H.Y., Seal M. Carbon isotopic variation within individual diamonds // Nature. 1983. Vol. 303. P. 793—795.
15. Taylor L.A. and Neal C.R. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part 1: Mineralogy, petrology and whole rock chemistry // Journal of Geology. 1989. Vol. 97. P. 551—567.

УДК 550.83:553.323.6

© А.И. Зайцев, 2004

Специфика К-Аг систем кимберлитовых пород

А.И.ЗАЙЦЕВ

При датировании кимберлитовых пород изотопными методами исследователи нередко сталкиваются с рядом проблем, обусловленных вещественной неоднородностью этих пород. Кимберлитовые породы представляют собой смесь фено- и ксенокристаллов разного генезиса и возраста, а также минералов связующей матрицы, достаточно быстрая кристаллизация которых не способствовала приведению всей совокупности индивидуальных минеральных систем породы к изотопному равновесию. В связи с этим для получения достоверных изотопных датировок уместно использовать лишь минералы-геохронометры, формирующиеся непосредственно в момент кристаллизации пород (именно минералы связующей матрицы).

Известно, что величины К-Аг датирования кимберлитовых пород и слагающих их минералов нередко бывают завышены относительно истинного возраста образования кимберлитовых тел. При этом основной причиной удревнения возраста принято считать наличие в породах минералов, кристаллизация которых происходила в глубинных условиях. Такие минералы сохраняют К-Аг метки докимберлитовых процессов и отражают возраст [9, 14, 16] или физико-химические особенности их протекания [13, 20—24]. Омоложение [17, 25] или удревнение [13] К-Аг дат для этих пород может быть обусловлено также многократным внедрением кимберлитовой магмы, постмагматическими, гидротермальными и гипергенными процессами в постэруптивный период.

Первые результаты К-Аг датирования кимберлитовых пород по связующей матрице [2, 15] показали, что, несмотря на большее соответствие значений К-Аг возраста геологическому, во многих случаях эти датировки удревнены на 20—100 млн.лет. Это обусловлено, по мнению В.А.Милашева [13], импрегнацией в минералы мантийного аргона в случае его высокого парциального давления в кимберлитовой магме. Вероятность существования частичного давления аргона в мантии на уровне генерации кимберлитового расплава или непосредственно в нем рассматривалось и японскими учеными [21, 22].

Аргон близок CO_2 по растворимости в магме и характеру распределения в системе расплав—флюид [26], что предполагает вероятное концентрирование несвязанного с распадом калия аргона в кимберлитовых породах карбонатной фазы, образующейся при участии насыщенного CO_2 флюида, и обуславливает зависимость кажущихся значений К-Аг возраста пород от его содержания.

В статье рассмотрена К-Аг изотопная система в силикатной и карбонатной составляющих связующей матрицы

кимберлитовых пород и оценена возможность их К-Аг датирования по силикатной фазе такой матрицы. Объектом исследования послужили образцы кимберлитовой брекчии трубки Удачная из коллекции Ф.Ф.Брахфогеля (скважины 218 и 209, интервал глубин 50—910 м). Описание вещественного состава и другие их петрографические особенности приведены в работе [11].

Методика эксперимента. Образец связующей матрицы кимберлитов делился на две части в соответствии с методикой, разработанной Ф.Ф.Брахфогелем [2]. Одна часть (фракция 1—0,15 мм) заливалась раствором 1н. HCl при комнатной температуре и периодически перемешивалась до полного прекращения газовыделения, а затем выдерживалась в кислоте еще 24 ч. Оставшаяся после выщелачивания силикатная фракция образца промывалась не менее трех раз в бидистиллированной воде и высушивалась до постоянной массы. Масса потери вещества при кислотной обработке (в %) идентифицировалась как доля карбонатной фазы. Затем в силикатной фракции и валовой пробе связующей матрицы определялись количества калия и аргона.

Содержание аргона анализировалось методом изотопного разбавления с применением индикатора ^{38}Ar на масс-спектрометре МИ-1201В. Погрешность определения составляла 0,95—1,50%. Концентрации калия устанавливались методом пламенной фотометрии с ошибкой воспроизводимости не более 2%. Суммарная ошибка определения К-Аг возраста не превышала 5%. Достоверность полученных результатов контролировалась анализом межлабораторных стандартов («Азия», Биотит-70 и др.). Радиогенный аргон вычислялся с поправкой на контаминацию атмосферного аргона, с использованием $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=295,6$. Для расчета К-Аг возраста применялись следующие константы: $\lambda_k=0,581\cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$, $\lambda_\beta=4,962\cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$, $^{40}\text{K}=0,01167\%$ (атомная доля). Содержание калия и аргона в карбонатной фазе рассчитывалось по уравнению баланса, исходя из их замеренных количеств в валовой связующей матрице и силикатной части с учетом доли карбонатной фракции.

Результаты исследований. Матрица изученных пород сложена в основном серпентином и карбонатом с небольшим количеством перовскита, рудных и слюдястых минералов [11]. По данным кислотного выщелачивания, объемная доля карбонатной фазы в ней составляет 28—52%. Для каждого из этих образцов Rb-Sr возраст, определенный нами в связующей матрице по внутренней изохроне, оценивает время становления трубки в интервале 331—350 млн.лет и не противоречит геологическим данным об их постпозднедевонском времени внедрения [1], а также

согласуется с Rb-Sr изохронными датировками флогопитов из связующей матрицы 335—350 млн.лет [4,12]. Эти значения приняты как возрастной репер для оценки геологической достоверности полученных К-Аг датировок.

Результаты изучения валовых проб связующей матрицы и ее силикатной фракции (табл. 1) показывают значительную дискордантность их К-Аг датировок. Значения К-Аг возраста связующей матрицы изменяются в широких пределах (699—361 млн.лет) и древнее нормативного времени внедрения кимберлитов трубки; К-Аг возраст силикатной фракции значительно моложе, колебания их значений существенно меньше (315—404 млн.лет) и они лучше согласуются с реальным возрастом становления трубки Удачная. Таким образом, наличие карбоната в связующей матрице кимберлитов влияет на результаты их К-Аг датирования. Вероятно, это обусловлено характером распределения элементов К-Аг системы в силикатной фракции и карбонатной фазе связующей матрицы пород.

Анализ полученных данных показывает, что носитель калия в связующей матрице — силикатная фракция (72—100% К), где в основном концентрируется К в флого-

пит (объемная доля 7—28%) и хлорит (объемная доля до 25%). Карбонаты не содержат калий, однако в ряде образцов на их долю по расчетам приходится К до 28% (массовая доля) связующей матрицы. Вероятно, это зависит от высокой степени дисперсности флогопитов, наличия среди них гидратированных и хлоритизированных разностей, что предопределяет возможность перехода части калия в раствор при кислотной обработке образцов. Не исключена возможность поступления некоторого количества элемента в породу с обогащенным CO₂ флюидом, что подтверждается положительной зависимостью между содержанием калия в карбонатной фазе и количеством карбоната в связующей матрице (r 0,556). В целом распределение элемента в карбонатной фазе регламентируется его содержанием в силикатной фракции (r 0,85). Поэтому радиогенный Аг — продукт распада изотопа ⁴⁰К, должен преимущественно концентрироваться в силикатной фракции. Однако в изученных образцах аргон распределяется примерно в равной пропорции между силикатной и карбонатной частями. Содержание его в карбонатной фазе составляет 39—55% от Аг в связующей матрице. Исключение

1. Содержание К и Аг в силикатной (СФ), карбонатной фракциях (КФ) и валовом составе связующей матрицы (СМ) и К-Аг возраст кимберлитовых пород трубки Удачная

Образец, глубина отбора проб, м	Материал	КФ, %	К, %	⁴⁰ Аг, мкг/г	К, %	Аг, %	К-Аг возраст, млн.лет
Трубка Удачная-Восточная (скважина 218); массивные кимберлитовые брекчии							
А-4968, 50	СМ	42,22	0,340	0,01759	100	100	625
	СФ		0,600	0,01659	100	54,48	360
	КФ		0,000	0,01896	0	45,52	
А-4969, 220	СМ	34,31	0,590	0,03283	100	100	664
	СФ		0,900	0,02821	100	56,44	404
	КФ		0,000	0,04168	0	43,56	
А-4970, 530	СМ	51,92	1,295	0,05176	100	100	501
	СФ		1,930	0,06059	71,66	56,28	404
	КФ		0,707	0,04359	28,34	43,72	723
А-4971, 770	СМ	37,73	0,510	0,01412	100	100	361
	СФ		0,790	0,01954	96,46	86,16	326
	КФ		0,048	0,00518	3,54	13,84	1124
А-4972, 910	СМ	45,35	0,595	0,02150	100	100	458
	СФ		0,860	0,02404	78,99	61,08	364
	КФ		0,276	0,01845	21,01	38,92	774
Трубка Удачная-Западная (скважина 209); кимберлитовые автолитовые брекчии							
А-4973, 56	СМ	28,26	0,510	0,02080	100	100	509
	СФ		0,675	0,01706	94,95	58,85	322
	КФ		0,091	0,03029	5,05	41,15	2340
А-4974, 236	СМ	49,15	0,330	0,01952	100	100	699
	СФ		0,660	0,01723	100	44,87	342
	КФ		0,000	0,02189	0	55,13	
А-4975, 496	СМ	34,32	0,910	0,03885	100	100	530
	СФ		1,335	0,03185	96,35	53,82	315
	КФ		0,097	0,05224	3,65	46,18	3011
А-5031, 726	СФ	44,58	2,330	0,07564	—	—	416
А-5032, 906	СФ	48,75	0,700	0,02176	—	—	401

представляет образец А-4971 (13,84% Ar) с близким к геологическому К-Аг возрастом связующей матрицы (см. табл. 1). Концентрация Ar в карбонатной фазе положительно коррелирует с концентрациями К и Аг в валовой связующей матрице и силикатной фракции (r 0,60—0,85), и увеличения его долевого количества в карбонатной фазе приводит к удревнению кажущегося К-Аг датирования связующей матрицы (r 0,822). Следовательно, аномально удревненные К-Аг возраста такой матрицы обусловлены наличием в ней карбонатов и количеством приходящегося на их долю радиогенного аргона.

Карбонатная фракция — своеобразный разбавитель концентрации калия в валовом составе связующей матрицы. Если при определении К-Аг возраста принимать во внимание содержание калия в силикатной фракции, а содержание аргона — в связующей матрице, то величины полученных датировок лучше согласуются с реальным временем внедрения кимберлитов. Полученные значения К-Аг возраста связующей матрицы можно также корректировать, учитывая количество карбонатной фазы в данной матрице (Φ_K) и содержание в нем К, используя для этих целей эмпирическое уравнение:

$$T_{\text{исп}} = T_{\text{см}} \cdot (1 - \Phi_K) + T_{\text{см}} \cdot K,$$

где К-Аг возраст связующей матрицы: $T_{\text{исп}}$ — исправленный, $T_{\text{см}}$ — измеренный.

Исправленные с помощью этого уравнения К-Аг датировки этой матрицы (табл. 2), исключая образец А-4671, имеют удовлетворительное сходство с измеренными по СФ ОСМ. Следовательно, при К-Аг датировании кимберлитовых пород наиболее точные оценки их возраста могут быть получены при использовании в качестве геохронометра силикатных фракций их матрицы.

2. Измеренные и исправленные К-Аг возраста (в млн.лет) валовой пробы связующей матрицы и силикатной фракции кимберлитовых пород трубки Удачная

Образец	Возраст			
	измеренный		исправленный	
	СМ	СФ	1	2
А-4968	625	360	361	380
А-4969	664	404	436	462
А-4970	501	404	383	350
А-4971	361	326	238	242
А-4972	458	364	346	329
А-4973	509	322	391	397
А-4974	699	342	355	383
А-4975	530	315	367	377
Среднее	543±113	355±35	360±57	365±63

Примечание: возраст СМ исправлен в соответствии: 1 — с уравнением в тексте, 2 — с использованием содержания ^{40}Ar в валовой СМ, а К — в силикатной фракции СМ.

Природа избыточного аргона в связующей матрице кимберлитов. Результаты анализа К-Аг системы связующей матрицы кимберлитовых пород указывают на постоянное присутствие избыточного аргона, значительная часть которого распределена в карбонатной фазе. Величина избытка аргона оценивается как разница между измеренным Аг и накопленным при распаде калия за 340 млн. лет, что соответствует возрасту трубки (табл. 3). Избыток аргона в связующей матрице составляет 6,4—56,2% от общего измеренного ^{40}Ar . В силикатной фракции отмечается как избыток (до 17,3%), так и дефицит Аг. Карбонаты связующей матрицы даже с учетом того, что часть аргона может быть связана с распадом содержащегося в нем калия, во всех случаях имеют избыток Аг (58—100%). Важно отметить, что разница между содержаниями Аг в валовой связующей матрице и ее силикатной фракции соответствует его концентрации в карбонатной фазе, скорректированной с учетом содержания в ней калия и возраста образца, а не общему его количеству в этой фазе. Вполне возможно, что часть калия в карбонатной фазе связана с процессами формирования кимберлитовых пород трубки, а не обусловлена полностью экспериментальной процедурой выщелачивания при подготовке образцов к анализу. Не исключено также, что часть аргона в карбонатной фазе поступала из силикатной фракции связующей матрицы при воздействии поздних геологических процессов на породы. С такими процессами, обусловившими потерю минералом радиогенного Sr, как предполагается, связано нарушение Rb-Sr системы жемчужно-серого флогопита связующей матрицы кимберлитов глубоких горизонтов трубки Удачная-Восточная [17].

Наиболее вероятными источниками аргона в карбонатной фазе могли быть обогащенные CO_2 и Аг глубинные флюиды, а также ксеногенные силикатные минералы и породы мантийного и (или) корового генезиса, из которых при взаимодействии с кимберлитовыми расплавами и карбонатизирующими их флюидами мог выщелачиваться аргон. Не исключено и то, что при частичном плавлении мантийного субстрата, исходного для кимберлитового расплава, дегазированный при этом аргон вследствие его плохой растворимости в силикатном расплаве поступал в богатую CO_2 флюидную фазу и при эманационной дифференциации магмы концентрировался в карбонатных минералах.

В ряде случаев также отмечается некоторое удревнение К-Аг датировок силикатной фракции (см. табл. 1). Это не удивительно, т.к. аномально высокие значения К-Аг возраста были ранее описаны для таких минералов кимберлитов и мантийных ксенолитов как оливин, гранат, пироксены [9, 22] и флогопит [14, 20, 23, 24]. Интерпретация аномалий сводится к двум точкам зрения. Общая из них предполагает докимберлитовый возраст этих минералов. В первом случае считается, что К-Аг датировки отражают время события формирования минералов [9, 14] и аргон является «унаследованным». Во втором, К-Аг система характеризует физико-химические условия кристаллизации при высоком парциальном давлении аргона с импрегнацией его в минерал из мантийного или кимберлитового флюида. При формировании кимберлитов часть такого аргона должна была теряться вследствие высокой температуры расплава, а затем быстрый подъем и постэруптивное охлаждение приводит к консервации большей части избыточного аргона в структуре минералов [20, 8, 9]. В этом случае аргон называется избыточным (захваченным) [19]. Если «древние» К-Аг даты минералов

3. Содержание общего $^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}$, радиогенного $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ и избыточного ^{40}Ar в валовых пробах, силикатных и карбонатных фракциях связующей матрицы кимберлитов трубки Удачная

Образец	^{40}Ar , мкг/г-100										$\Delta^{40}\text{Ar}/\text{Ar}$, %		
	$^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}$			$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$			$\Delta^{40}\text{Ar}$			$\delta^{40}\text{Ar}$			
	СМ	СФ	КФ	СМ	СФ	КФ	СМ	СФ	КФ		СМ	СФ	КФ
A-4968	1,759	0,958	0,801	0,882	0,899	0	0,878	0,060	0,801	0,818	48,88	6,21	100
A-4969	3,283	1,853	1,430	1,530	0,533	0	1,736	0,320	1,430	1,433	52,86	17,28	100
A-4970	5,176	2,913	2,263	3,358	2,006	0,952	1,818	0,423	1,313	1,396	35,13	14,51	58,03
A-4971	1,412	1,217	0,196	1,322	1,278	0,047	0,0901	-0,058	0,148	0,148	6,38	-4,81	75,96
A-4972	2,150	1,314	0,837	1,543	1,219	0,324	0,608	0,095	0,512	0,513	28,26	7,22	61,21
A-4973	2,080	1,224	0,856	1,322	1,256	0,067	0,758	-0,031	0,789	0,789	36,43	-2,56	92,21
A-4974	1,952	0,876	1,076	0,856	0,870	0	1,096	0,006	1,076	1,091	56,16	0,66	100
A-4975	3,885	2,092	1,793	2,360	2,734	0,086	1,525	-0,182	1,707	1,707	39,26	-8,70	75,07
A-4976	He опр.	4,192	—	—	3,348	—	—	0,844	—	—	—	20,14	—
A-4977	He опр.	1,115	—	—	0,930	—	—	0,185	—	—	—	16,58	—

Примечание: $^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}$ — измеренное содержание ^{40}Ar в образцах, скорректированное на атмосферный Ar; $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ вычислен с учетом содержания K в образцах и возраста кимберлитов (340 млн. лет); $\Delta^{40}\text{Ar}$ — избыток или дефицит (-) Ar, оцененный как разница между измеренным ^{40}Ar и рассчитанным его радиогенным содержанием; $\delta^{40}\text{Ar}$ — разница между содержаниями избыточного ^{40}Ar в СМ и СФ; $\Delta^{40}\text{Ar}/\text{Ar}$ — процентное содержание избыточного ^{40}Ar относительно его общего измеренного количества в СМ, СФ и КФ, соответственно.

определяются наличием унаследованного аргона, то можно оценить возраст их формирования. В образцах с избыточным аргоном измеренные K-Ar даты не имеют реального геологического смысла. В настоящее время нет хороших тестов для различия этих двух типов аргона. П.Дэмон [19] считает, что измерение аргона в минералах, резко различающихся по содержанию калия, позволяет решать данную проблему, исходя из того, что количество «унаследованного» аргона зависит от содержания калия в образцах, и он должен распознаваться по наличию положительной корреляции между элементами K-Ar системы. Количество избыточного аргона не зависит от содержания калия в минерале и определяется парциальным давлением аргона в окружающей среде. При одинаковой величине парциального давления P_{Ar} минералы с низким содержанием калия должны характеризоваться аномально высокими значениями K-Ar возраста.

Импрегнация аргона в минералы возможна в том случае, если его давление в окружающей среде превышает концентрацию аргона в минерале [19]. Мантийные породы обычно имеют низкое содержание калия и, соответственно, аккумулярованного аргона за счет его радиоактивного распада. Поэтому не следует ожидать большого парциального давления аргона, освобождаемого из этих пород при их высокотемпературном прогреве или частичном плавлении. Кроме того парциальное давление CO_2 в мантийных условиях во много раз выше, чем давление аргона, что не позволяет ему в таких «конкурирующих» условиях занимать имеющиеся в минералах «дыры-вакансии» путем импрегнации [19]. Таким образом, появление избыточного аргона в мантийных породах, по-видимому, возможно лишь при поступлении значительно обогащенного этим газом флюида. Если данный процесс происходил в докимберлитовый период, то в момент формирования кимберли-

товой магмы путем частичного плавления мантийных пород такой аргон будет полностью дегазирован с накоплением его в газовой фазе расплава. Имеющиеся расчеты [6, 9] показывают, что в обогащенных флогопитом участках мантии существующие высокие PT -условия ($T=1100^\circ\text{C}$, $P=50 \cdot 10^3$ МПа) способствуют разрушению K-Ar системы этого минерала. Полная потеря аргона из минерала путем диффузии происходит за 0,5—1,0 млн. лет и, следовательно, флогопит не должен здесь сохранять аргон, что справедливо и для других реститов мантийных пород и минералов. Поэтому при K-Ar датировании полученные значения возраста должны соответствовать времени формирования кимберлитов или быть несколько ниже, если скорость их охлаждения до температуры закрытия K-Ar системы минералов была менее $100^\circ\text{C}/\text{млн.лет}$. При поступлении аргона с флюидом в породы непосредственно при образовании кимберлитовой магмы, по-видимому, можно ожидать «удревненных» K-Ar дат материала реститов субстрата, если скорость образования, подъема и охлаждения магмы была достаточно высокой. Однако и в этом случае аргон должен в основном концентрироваться в газовой фазе расплава вместе с CO_2 и в итоге входить при их кристаллизации в состав карбонатов, лишь частично накапливаясь в силикатной фракции. Ксеногенный мантийный или коровый материал может сохранять свой древний K-Ar возраст в том случае, если кимберлитовая магма отбирала его с охлажденных участков литосферы и достаточно быстро транспортировала к поверхности. Такой материал также может быть источником избыточного аргона в кимберлитах, в зависимости от глубины отбора и длительности транспортировки ксенолитов.

Температура кимберлитовой магмы на завершающих стадиях эволюции по различным термометрам оценивает-

ся в 300—600°C [10]. По-видимому, выше переходной зоны кора—мантия она также не больше 600—700°C. Такие *РТ*-условия должны способствовать хорошей сохранности изотопных систем минералов. Действительно, Sm-Nd и Rb-Sr датировки для пород и флогопитов глубинных ксенолитов значительно древнее времени формирования вмещающих их кимберлитов [5—8]. Термического воздействия кимберлитовой магмы на ксеногенный материал часто недостаточно даже для полного отжига треков спонтанного деления ^{238}U в цирконах, полностью аннигилирующих при прогреве минерала в течение 1 ч при температуре 700°C [18]. Полная сохранность треков в цирконах обеспечивается при температуре ниже 195—225°C [27]. Однако ксеногенный коровый циркон из мезозойских кимберлитов трубки Лофа (Либерия) по методу треков имеет возраст 706—708 млн. лет, сопоставимый со временем пан-африканского события в этом регионе [19]. Следовательно, отбор кимберлитовой магмой ксеногенного материала с таких глубин, где *РТ*-условия недостаточны для разрушения К-Аг систем минералов, обуславливает высокую вероятность сохранения «унаследованного» Аг и их К-Аг датировки позволяют оценивать возраст геологического события, произошедшего в регионе в предшествующее кимберлитам время.

Высокая степень дезинтеграции ксенолитов может способствовать переходу части аргона из минералов в газовую фазу магмы. При этом К-Аг системы данных минералов могут быть полностью разрушены, и, как следствие, отражать возраст развития кимберлитов, или частично сохраняться, демонстрируя кажущийся «удревненный» возраст за счет присутствия остатка унаследованного аргона. Это, вероятно, объясняет некоторое удревнение ряда К-Аг датировок, определенных по силикатной фракции кимберлитовых пород. По-видимому, природа избыточного Аг в их связующей матрице достаточно многообразна, и каждый из рассмотренных источников может вносить свой вклад в его суммарное количество. Положительная корреляция между содержанием Аг в карбонатной фазе и силикатной фракции (r 0,61), между Аг в карбонатной фазе и К в силикатной фракции (r 0,65), между К в карбонатной фазе и Аг и К в силикатной фракции (r 0,89 и 0,85) предполагает возможную генетическую или парагенетическую связь между К-Аг системами силикатной фракции и карбонатной фазы связующей матрицы кимберлитовых пород.

Следует отметить, что в результате изучения К-Аг системы связующей матрицы кимберлитовых пород из трубки Удачная установлено практически равномерное распределение аргона между силикатной фракцией и карбонатной фазой при доминирующем концентрировании калия в силикатной фракции. Такой характер распределения элементов К-Аг системы в связующей матрице кимберлитовых пород приводит к завышению полученных датировок. Использование силикатной фракции матрикса (или ее минералов) наиболее корректно при К-Аг датировании.

Проведенные исследования показали, что при петро- и геохимических исследованиях для сравнительного анализа кимберлитовых пород в пределах конкретных тел и полей целесообразно изучать не их валовый состав, а распределение элементов в их связующей матрице, и в первую очередь в ее силикатной составляющей.

Автор приносит благодарность О.В. Королевой за критические замечания и полезные советы при написании статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брахфогель Ф.Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-Востока Сибирской платформы. — Якутск, 1984.
2. *Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В.* Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. № 4. С. 133—139.
3. *Дэмон П.Э.* Калий-аргоновый метод датирования изверженных и метаморфических пород и его применение к изучению горных массивов Провинции бассейнов и хребтов на территории штатов Аризона и Сонора // Радиометрическое датирование. — М.: Атомиздат, 1973. С. 7—59.
4. *Журавлев А.З., Лазыко Е.Е.* Использование электромагнитных фракций флогопита для изохронного Rb-Sr датирования кимберлитов // Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всес. школа-семинар. Ч. 1. — Москва, 1987. С. 93.
5. *Журавлев А.З., Пономаренко А.И.* Аномальный изотопный состав неодима в ксенолитах из кимберлитов трубки Мир // Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всес. школа-семинар. Ч. 1. — Москва, 1987. С. 96—97.
6. *Зайцев А.И., Зольников Г.В., Ковальский В.В. и др.* Рубидий-стронциевая изотопная геохимия кимберлитовых пород трубки Мир. — Якутск, 1984.
7. *Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Никитин К.Н., Ковальский В.В.* Эволюция изотопного состава стронция кимберлитовых пород Якутской провинции // Петролого-геохимические черты эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. — Якутск, 1985. С. 13—37.
8. *Карпенко С.В., Уханов А.В., Балашов Ю.А. и др.* Изотопные характеристики кимберлитов и находящихся в них эглогитов // XII семинар «Геохимия магматических пород». Тез. докл. — М.: ГЕОХИ, 1986. С. 57—64.
9. *Мальков В.А., Силин Ю.И., Цовбун Я.М.* Радиологическое доказательство ксеногенности «порфировых вкрапленников» оливина, пиропы, хромдиопсида в кимберлитах // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 4. С. 927—929.
10. *Маршинцев В.К.* Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии. — Новосибирск: Наука, 1986.
11. *Маршинцев В.К., Ковальский В.В., Мигалкин К.Н. и др.* Особенности состава, строения и механизма формирования кимберлитовых пород трубки Удачная-Восточная // Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. — Якутск, 1975. С. 112—131.
12. *Масловская М.Н., Егоров К.Н., Колосницина Т.И., Брандт С.Б.* Изотопный состав, Rb-Sr абсолютный возраст и редкие щелочи в слюдах Якутии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 2. С. 455—459.
13. *Милашев В.А.* Причины расхождения результатов определения абсолютного возраста кимберлитов с геологическими данными о времени их образования // Уч. записки НИИГА. Региональная геология. 1968. Вып. 12. С. 181—188.
14. *Михеенко В.И., Ненашев Н.И.* Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов Якутии // Тр. IX сессии комиссии по определению абсолютного возраста геол. формаций. — Л.: Гостеолкомтехиздат, 1961. С. 146—163.
15. *Сарсадских Н.Н., Благулькина В.А., Силин Ю.И.* Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1966. Т. 168. № 2. С. 420—423.
16. *Фирсов Л.В., Соболев Н.В.* Об абсолютном возрасте ксенолита эглогитов из кимберлитовой трубки «Обнаженная» // Геология и геофизика. 1964. № 10. С. 74—77.
17. *Firth F.J., Miller J.A.* K-Ar age of the east peripheral kimberlite at De Beers mine, Kimberley R.S.A. // Geol. Mag. 1983. Vol. 120. P. 505—507.
18. *Fleischer F.J., Price P.B., Walker R.M.* Effects of temperature, pressure, and ionisation of the formation and stability of fission-tracks in minerals and glasses // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 1497—1502.
19. *Haggerty S.E., Raber E., Naeser Ch.W.* Fission-track dating of kimberlite zircons // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 63. P. 41—50.
20. *Kaneoka I., Aoki K.I.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses of phlogopite nodules and phlogopite-bearing peridotites in South African kimberlites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 119—129.

21. Kaneoka I., Tanaoka N., Aoki K.I. Rare gases in a phlogopite nodule and a phlogopite-bearing peridotite in South African kimberlites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. № 1. P. 181—186.
22. Kaneoka I., Tanaoka N., Aoki K.I. Rare gases in mantle-derived rocks and minerals // *Terrest. Rare Gas Pros. Us.-Jap. Semin. Rare Gas Abundance and Isot. Constraints. Origin and Evolution.* 1978. P. 71—83.
23. Phillips D., Onstott T.C. Mantle-derived argon components in phlogopite from Southern African kimberlites // *Four Internat kimberlite conference. Extended abstracts. Geol. Soc. Australia*, 1986. P. 306—308.

24. Phillips D., Onstott T.C. Argon isotopic zoning in mantle phlogopite // *Geology*. 1988. Vol. 16. № 6. P. 542—546.
25. Wellman P. Early miocene potassium-argon age for the Fitzroy lamproites of Western Australia // *Journ. Geol. Soc. Australia*. 1973. Vol. 19. № 4. P. 471—474.
26. White B.S., Brearley M., Monton A. Solubility of argon in silicate liquids at high pressures // *Am. Mineral.* 1989. Vol. 74. P. 513—519.
27. Zaun P.E., Wagner G.A. Fission-track stability in zircons under geological conditions // *Nuclear Tracks and Radition Measurements*. 1985. Vol. 40. № 3. P. 303—307.

УДК 552.111:[553.461+553.491]

© А.В.Округин, 2004

Механизм концентрации элементов платиновой группы в процессе кристаллизационно-ликвационной дифференциации ультрабазит-базитовых магм

А.В.ОКРУГИН

Традиционные месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ) связаны с малосульфидными, сульфидными и хромитовыми рудами, локализованными в мафит-ультрамафитовых интрузивах. В объяснении генезиса этих месторождений преобладают три гипотезы: кристаллизационное фракционирование, жидкостная несмешиваемость и гидротермально-метасоматическая ремобилизация. Все эти процессы в эволюции различных рудно-магматических систем реализуются в самых разных формах, что является предметом дискуссии среди исследователей. Ключевой момент в обосновании той или иной гипотезы — объяснение механизма концентрации элементов платиновой группы с ppb -уровня рассеяния в магматических расплавах до ppm -содержаний в рудных телах и появления минералов платиновой группы (МПГ), основная масса которых представлена высокотемпературными природными сплавами. В данной статье автор в краткой и схематичной форме излагает свое видение этих важных аспектов платинометаллового минералообразования в магматических процессах.

Один из сложных аспектов в этой проблеме — гипотетичность непосредственного формирования минералов такой группы из магматического расплава при высоких температурах плавления металлов платиновой группы. При рассмотрении обобщенной диаграммы системы несмешивающейся пары силикат А—металл Б (рис. 1) видно, что этот температурный барьер лишь на первый взгляд кажется непреодолимым. Предлагаемая диаграмма построена автором, исходя из установленных фактических и экспериментальных данных о том, что растворимость и содержание элементов платиновой группы в магматических расплавах весьма низкие — первые ppb [2, 14], а также, что большинство металлов в восстановленной форме образует с силикатным расплавом систему двух несмешивающихся жидкостей с очень ограниченной растворимостью [8]. На этой диаграмме, как и на последующих в данной работе, границы фазовых состояний для более наглядного объяснения хода кристаллизации рассматриваемой системы показаны в расширенном масштабе, а приведенные приблизительные температуры соответствуют сухим системам и в природных магматических расплавах они, естественно, будут ниже.

По закону двухкомпонентных монотектических систем на рассматриваемой диаграмме (см. рис. 1) температура сосуществования двух жидкостей, очевидно, будет ниже температуры плавления металла, а эвтектика металл—силикат, соответственно, ниже плавкости магмы, что указывает на возможность выделения минералов платиновой группы из магмы как в виде кристаллов, так и рудного ликвата. Такие температуры зависят в основном от состава исходного расплава и содержания в нем рудных и летучих компонентов. В случае недосыщенности элементами платиновой группы при кристаллизации магмы состава С происходит накопление металла в остаточном расплаве (см. рис. 1, от точки 1 до E_1), что может привести в определенных условиях к формированию платинометаллной минерализации. Например, в результате кристаллизационно-фракционирования в дифференцированных и расслоенных интрузивах при синхронном насыщении остаточного расплава элементами платиновой группы и серой могут появляться отдельные узкие горизонты — платиноносные

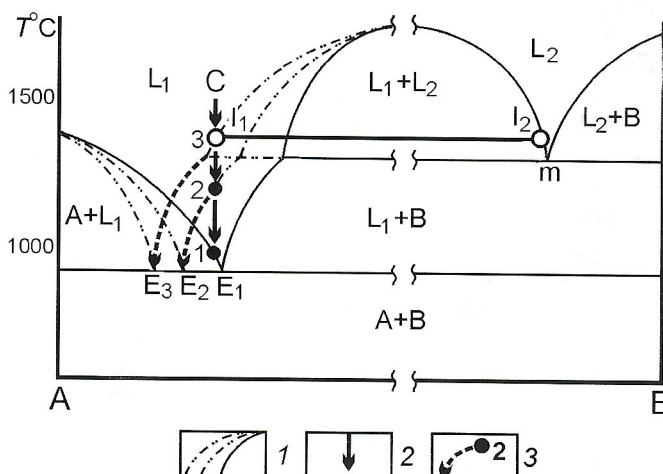


Рис. 1. Диаграмма силикат—металл:

1 — фазовые границы при разных условиях; 2 — составы исходных расплавов; 3 — тренды кристаллизации по нижнему ликvidусу; область несмешиваемости — L_1+L_2 ; сосуществующие жидкие фазы — L_1-L_2

риффы, обогащенные платиноидами относительно основной массы стратифицированных пород.

Если растворимость платиноидов в магме понижается, что вполне возможно из-за влияния на растворимость ЭПГ многих параметров системы, например, температуры, фугитивности серы или кислорода, тогда эвтектика силикат—металл сдвигается влево до точки E_2 и состав расплава S попадает в заэвтектическую область. В таком случае кристаллизация МПГ начинается непосредственно из магмы (см. рис. 1, точка 2) и продолжается по нижнему ликвидусу до эвтектики E_2 . При дальнейшем сдвиге эвтектики до E_3 исходный состав расплава попадает уже в поле несовместности силикат—металл и ликвидаты ЭПГ отделяются от силикатного расплава по бинадали I_1 — I_2 (см. рис. 1, точка 3). Понижение температуры вызывает изменение составов несмешивающихся жидкостей до изотермы монотектической реакции. При этом из второй (существенно металлической) жидкости в монотектической точке m начинается кристаллизация минералов платиновой группы. Появление в двойной системе третьей фазы (кроме двух жидких одной твердой) по правилу фаз для конденсированных систем определяет ее инвариантность. В этих условиях при постоянной температуре возможно лишь изменение соотношения фаз при постоянстве их состава и числа, т.е. идет дальнейшее возрастание количества МПГ за счет расходования металлической жидкости. После исчезновения второй жидкой фазы кристаллизация таких минералов продолжается вдоль нижнего ликвидуса вплоть до E_3 , подобно второму случаю.

Если направленность процесса ранней кристаллизации МПГ из магмы, определяемая термодинамическими характеристиками исследуемой системы, вполне очевидна, то чтобы объяснить скорости процесса следует знать его кинетические закономерности. Общеизвестно, что рост кристаллов — вторая ступень процесса после образования центров кристаллизации и эта стадия лимитируется скоростью диффузии, т.е. зависит от массы вещества, поступающего в единицу времени из расплава к зародышу будущего кристалла. В данном случае высокая температура плавления платиновых металлов — благоприятный фактор, т.к. из-за высокой температурной разницы реализуется, соответственно, большой временной интервал для кристаллизации МПГ при постепенном снижении температуры магмы вдоль нижнего ликвидуса до начала ее объемной кристаллизации в точке эвтектики силикат—металл (см. рис. 1).

Как показывает изучение транспортных свойств шлаковых расплавов Al_2O_3 — CaO — SiO_2 и Al_2O_3 — CaO — MgO составов, коэффициенты диффузии ионов Cr в 2—4 раза превышают таковые для ионов Si , V , Fe , Ni , Co и др. [11]. Этим можно объяснить образование редких (акцессорных) и идеально ограниченных макроскопических кристаллов хромшпинелидов из базитовых и пикритовых магм при относительно низком содержании хрома в этих породах. Автор не нашел в литературе данных по элементам платиновой группы, но предполагает, что ионы и атомы платиноидов в силикатных расплавах обладают еще более высоким коэффициентом диффузии. Скорость диффузионных процессов во многом зависит от вязкости расплава, которая заметно снижается по мере возрастания температуры. Например, если вязкость расплавов SiO_2 — FeO — MgO — Al_2O_3 при $1250^\circ C$ колеблется примерно от 4,5 до 6,5 пуаз (0,45—0,65 Па·с), то при $1450^\circ C$ она становится на порядок ниже и составляет 0,4—1 пуаз (0,04—0,1 Па·с)

[11]. Следовательно, можно предположить, что в высокотемпературных пикритовых расплавах с низкой вязкостью быстромигрирующие атомы и ионы ЭПГ имеют высокую вероятность столкновения с отдельными центрами зарождения кристаллов, что может привести к возникновению микроскопических фаз МПГ из их весьма рассеянного состояния.

Как понимает сам автор, такие предположения весьма дискуссионны и требуют дальнейших исследований, но нельзя игнорировать факты, указывающие на прямую кристаллизацию высокотемпературных минералов платиновой группы из магматических расплавов. Например, в дунитах и хромититах офиолитовых комплексов в качестве акцессорного минерала часто встречаются идиоморфные кристаллические фазы Ru — Ir — Os состава и ассоциирующие с ними сульфиды лаурит—эрлихманитового ряда. Все это указывает на то, что в ультрамафитах с геохимической специализацией на Os , Ir и Ru уже на самой ранней стадии кристаллизации магмы в числе первых минералов (хромит и оливин) появляются самородные и сульфидные фазы тугоплавких элементов платиновой группы.

Трудно согласиться с объяснением сторонниками гидротермально-метасоматической ремобилизации ЭПГ механизма сначала сбора гидротермами из магматических пород весьма рассеянных элементов, а затем их мобилизации в отдельные локальные точки в этих же породах. В процессе гидротермально-метасоматической ремобилизации ЭПГ, хрома и других рудных компонентов до промышленных концентраций из вмещающих магматических пород, последние подверглись бы полной переработке.

Гидротермальным способом получены многие металлы и их соединения, но эти эксперименты — лишь синтез различных минералов из порошков элементов платиновой группы и не объясняют ни в какой степени концентрацию ЭПГ в минеральных индивидах при ppb -содержаниях. Тем более, таким способом пока еще не воспроизведены агрегаты МПГ с парагенезисом и структурой высокотемпературных фаз, подобные природным и металлургическим, которые легко можно получить при кристаллизации из металлических расплавов. Путем простого добавления хлоридов платины и палладия можно получить МПГ и из магматического расплава, что прекрасно демонстрируется экспериментально [3], когда при $1200^\circ C$ в восстановительных условиях в основных и ультраосновных расплавах разделяется жидкостная несмешивающаяся на металлическую, сульфидную и силикатную составляющие. При этом платина преимущественно концентрируется в металлической фазе, имеющей ферроплатиновый состав, а палладий — в сульфидной жидкости.

На постмагматическом этапе остаточная часть рудных компонентов (см. рис. 1, точка 1), в т.ч. и ЭПГ, особенно относительно легкоплавких Pd , Pt и Rh , может переходить в состав подвижных комплексов и участвовать в гидротермальных и метасоматических процессах. Включения, проявляющиеся в виде прожилков и каемок различных низкотемпературных минералов (сульфиды, слюды, хлориты, серпентин и др.), поздне- и постмагматические аутометасоматические преобразования первичных магматогенных платиноносных руд, принимаются многими исследователями за доказательство их гидротермально-метасоматической природы. Однако это подтверждает лишь то, что рудные ликвидаты, также как и силикатные расплавы, имеют сложный состав и кристаллизуются по закону любой поли-

компонентной системы с накоплением в остаточном расплаве низкотемпературных компонентов и их дальнейшим агрессивным воздействием на более ранние высокотемпературные фазы.

Из практической металлографии известно, что при кристаллизации перитектических сплавов вокруг первичной высокотемпературной фазы образуются оболочки более легкоплавкого металла, а остаточный расплав сохраняется в виде межзерновых включений. Яркий пример — сплав платины с серебром: в аншлифах вокруг первичных округлых выделений платины наблюдаются каемки серебра [10]. В россыпях, связанных с массивом щелочно-ультраосновных пород Кондер на Алданском щите, обнаружены кубические кристаллы изоферроплатины с «рубашкой» из высокопробного, среднепробного и медистого золота, а также установлены мелкие включения палладистого золота в ассоциации с Pt-Cu, Pt-Fe-Cu сплавами и аморфной силикатной фазой в матрице кубических кристаллов железистой платины [12]. По мнению автора, оболочки золота вокруг кристаллов платины из россыпи Кондер, более вероятно, образовались в результате перитектического затвердевания поликомпонентного металлического расплава железистой платины, содержащей в примеси значительные количества Au и Ag.

Наиболее эффективный механизм концентрации элементов платиновой группы — расслоение магмы на рудную и силикатную составляющие. Доказательство ликвационной природы сульфидных и хромитовых руд — их текстурно-структурные особенности, а также вмещающих пород, которые в большинстве случаев имеют ортомагматический облик. Возможность ликвационного механизма образования хромитоносных залежей в гипербазитовых массивах показана на основе комплексного рассмотрения макро- и микрогетерогенности хромитоносных массивов, особенностей составов породобразующих минералов и хромшпинелидов [9].

Известно, что ликвация сульфидной жидкости происходит по мере насыщения магматического расплава серой в зависимости от многих факторов, например, изменения температуры, фугитивности кислорода, кремнекислотности и железистости расплава, привноса серы из вмещающих пород или флюидами и др. Раннемагматическая ликвация сульфидной жидкости начинается с выделения эмульсионных вкраплений, фиксируемых в виде каплевидных включений в породобразующих минералах. Гравитационная отсадка ранних ликватов может привести к появлению крупных массивных сегрегаций, формирующих как пластовые, так и, в случае фильтр-прессинга, жильные руды. Насыщение расплава серой на более поздних стадиях при совокупности накопления ЭПГ в остаточном расплаве может привести к появлению интерстиционных выделений сульфидов с формированием платиноносных проявлений малосульфидного типа. Как показано в работе [1], высокий коэффициент ($K=n \cdot 10^{3-6}$) распределения ЭПГ между сульфидным и силикатным расплавами служит мощным фактором концентрации платиноидов при силикат-сульфидной ликвации.

Автор ранее [7] на основе анализа фазовых диаграмм состояния силикатных систем и минералого-петрологических особенностей пород мафит-ультрамафитовых комплексов рассмотрел ликвационную природу формирования платиноидно-хромитовых руд. На предложенной обобщенной гипотетической тройной диаграмме

$\text{SiO}_2-(\text{Cr}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)-(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{CaO})$ (рис. 2) показано, что при кристаллизации исходного расплава А, соответствующего пикритовой магме, первыми выпадают кристаллы оливина и жидкая фаза обогащается кремнеземом и оксидом хрома из-за низкой растворимости Cr_2O_3 (менее 0,01%) в оливине. По достижению поля ликвации начинается расслоение остаточного расплава на две жидкости: пикритовую, обогащенную кремнеземом, и рудную, существенно хромистую. Ликвация подобного состава была установлена экспериментально А.А.Маракушевым и Н.И.Безменом: при $T=1300^\circ\text{C}$ происходит отделение рудных капелек, обогащенных Cr_2O_3 до 9%, от пикритового расплава, содержащего 0,1—0,2% Cr_2O_3 [4]. После ликвации силикатная и рудная жидкости в силу гравитационного разделения будут фракционировать и в дальнейшем эволюционировать как самостоятельные расплавы. В зависимости от состава исходных пород и условий образования формируются различные морфологические типы хромитовых руд.

Концентрацию элементов платиновой группы в хромитовых рудах можно определить по формуле, предложенной И.Кемпбеллом и А.Надреттом [13], когда устанавливается концентрация элементов в сульфидной ликвационной фазе:

$$Y_i = X_i D_i (R+1) / (R + D_i),$$

где Y_i — концентрация элемента в сульфидной фазе; X_i — его концентрация в исходном расплаве; D_i — коэффициент распределения элемента между сульфидом и силикатом; R — отношение масс силикатного и сульфидного расплавов.

Допустим, что исходный пикритовый расплав содержит 50 мг/т ЭПГ и 0,1% Cr_2O_3 (массовые доли), а десятая часть Cr_2O_3 формирует ликвационные руды с содержанием Cr_2O_3 50%, т.е. R составляет 5000. Коэффициент распре-

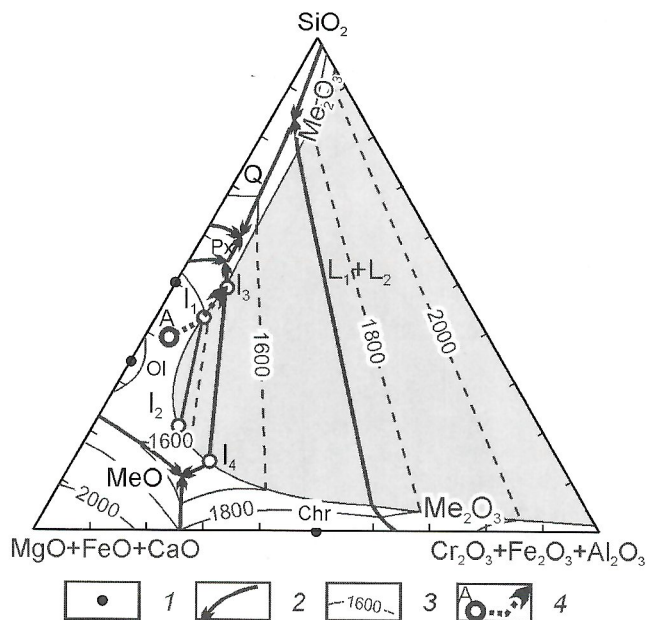


Рис. 2. Гипотетическая диаграмма $\text{SiO}_2-(\text{Cr}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)-(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{CaO})$:

1 — фигуративные точки фаз; 2 — пограничные кривые; 3 — изотермы ликвидуса и бинодали; 4 — тренд кристаллизации пикритового расплава; области кристаллизации: ОI — оливин, Рх — пироксен, Chr — хромит, Cr — кристобалит, MeO, Me_2O_3 — оксиды; остальные услов. обозначения см. на рис. 1

ления D_i между хромититовой и силикатной жидкостями можно оценить как $n \cdot 10^{2-3}$, исходя из того, что содержание ЭПГ в ультрамафитах обычно изменяется от 10 до 100 мг/т, в то время как в хромититах количество платиноидов колеблется в основном в пределах 1—10 г/т [2]. Тогда при $D_i=10^2$, согласно приведенной формуле, получаем концентрацию ЭПГ в хромититовом ликвате 4,9 г/т, а при $D_i=10^3$ — 42 г/т. Эти несложные расчеты показывают, что при кристаллизационно-ликвационной дифференциации пикритовых расплавов могут формироваться хромититовые ликваты с высокими содержаниями элементов платиновой группы.

Преимущественное концентрирование ЭПГ в рудной жидкости при силикат-хромитовой или силикат-сульфидной ликвации объясняется тем, что в отличие от магматических расплавов, имеющих ионно-молекулярную природу, рудные расплавы — типично ионно-электронные жидкости [8], а в силикатном расплаве платиноиды находятся в ионной и металлической форме [14]. В начальной стадии ликвации концентрация ЭПГ в рудной массе незначительная, но в результате гравитационного фракционирования рудные ликваты, постепенно продвигаясь сквозь большие массы силикатного расплава, будут поглощать и аккумулировать все больше платиноидов. В случае гравитационного фракционирования содержание ЭПГ в ликвационных сульфидных и хромититовых рудах в основном зависит от мощности магматического резервуара, что подтверждается приуроченностью месторождений платины к крупным плутоническим или вулкано-плутоническим комплексам.

Процесс кристаллизации хромититовых расплавов, обогащенных элементами платиновой группы, можно проследить на тройной диаграмме хромит—осмий—платина (рис. 3). Она построена автором на основе бинарной перитектической диаграммы Os—Pt и допущения, что системы

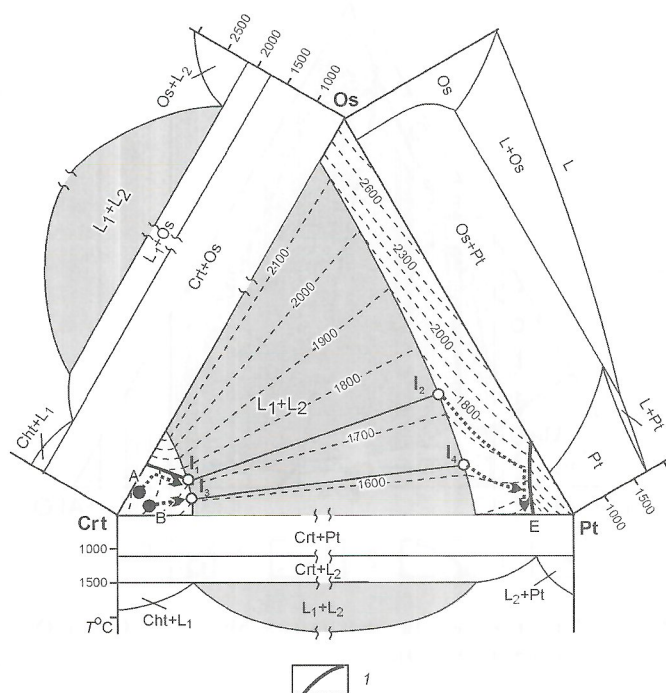


Рис. 3. Фазовая диаграмма хромит—осмий—платина:

I — пограничные кривые; остальные усл. обозначения см. на рис. 1 и 2

ЭПГ — хромититовая жидкость, как и многие пары металл—оксид (например, Fe—FeO) дают широкие области жидкостной несмешиваемости.

При кристаллизации хромититовой жидкости происходит накопление платиноидов в остаточном расплаве, т.к. растворимость ЭПГ в кристалле хромита намного ниже содержания металла в жидкой фазе. В зависимости от соотношений исходных содержаний ЭПГ можно рассмотреть два возможных крайних случая. Первый, когда в спектре ЭПГ преобладают тугоплавкие Os, Ir, Ru, что характерно для хромититов из ультрамафитов офиолитовых комплексов, второй, когда МПГ представлены преимущественно железо-платиновыми сплавами как, например, в хромититовых рудах зональных массивов уральского (аляскинского) и алданского типов.

В первом случае, при кристаллизации рудного расплава состава А (см. рис. 3) остаточная жидкость обогащается преимущественно Os и в меньшей степени Pt. По достижении котектической линии из остаточного расплава происходит совместная кристаллизация осмия и хромита. Если содержание платины в этом случае низкое, то незначительное ее количество полностью входит в виде примеси в минералы осмия, и система развивается как двухкомпонентная и полностью затвердевает эвтектически. Такой парагенезис минералов платиновой группы часто встречается в сегрегационных рудах хромшпинелидов дунит-гарцбургитовых серий офиолитовых комплексов в виде включений идиоморфных кристаллов твердых растворов и сульфидов Ru, Ir и Os с примесью Pt.

Если содержание платины в исходном расплаве превышает ее растворимость в осмиевых минералах, то остаточная жидкость обогащается платиной и кристаллизация идет вдоль котектической линии. При достижении поля несмешиваемости (I_1 — I_2) появляется вторая существенно платиновая жидкость с примесью осмия (I_2). Количество этой жидкости незначительно и она локализуется в интерстиционных полостях практически полностью затвердевшей хромититовой руды. Понятно, что в твердых фазах диффузия элементов исключительно низка и в процессе неравновесной кристаллизации (в этом случае Os и Pt пока ведут себя как один изоморфный компонент) состав остаточной жидкости покидает инвариантную точку I_2 и доходит до пограничной кривой, по которой происходит перитектическое выделение Os и Pt. Процесс завершается в эвтектической точке E совместной кристаллизацией хромита и платины.

Такой ход эволюции платиноидно-хромититового расплава, по-видимому, можно показать на примере увеличения доли железо-платиновых твердых растворов в парагенезисе с минералами Ru-Ir-Os состава в хромшпинелидах кумулятивных ультрамафитов (дуниты, жильные пироксениты и породы такситового комплекса) по сравнению с реститовыми магнезиальными дунитами и гарцбургитами офиолитов [5]. Следует подчеркнуть, что появление син- и эпитактических сростаний твердых растворов Os-Ir-Ru и интерметаллидов Pt-Fe в данном парагенезисе минералов рассматриваемой группы, также как и возрастание частоты встречаемости включений хромшпинелидов, имеющих более хромистый состав, чем вмещающие шпинелиды, прекрасно объясняется изложенной моделью.

Во втором случае, когда в рудном хромититовом ликвате среди примесей ЭПГ преобладает Pt. Соответственно, такой расплав В при кристаллизации обогащается платиной и из-за низкого исходного содержания осмия не дости-

гает котектики хромит—осмий, а попадает сразу в поле жидкостной несмешиваемости (I_3 — I_4), что вызывает появление второй существенно платиновой жидкости I_4 . Наличие отдельных капелек изоферроплатины с идеальной сферической формой, наблюдавшееся автором в аншлифах массивных хромититовых сегрегаций из дунитов массива Кондер, — прямое свидетельство подобной ликвации.

В дальнейшем система развивается аналогично первому случаю, только с той разницей, что преобладающие минералы — Fe-Rt твердые растворы. Основная форма этих минералов — неправильно-ветвистые зерна. Она обусловлена формированием зерен в интерстиционных полостях хромитовых индивидов на поздней стадии затвердевания рудного ликвата. Реже встречаются кубические кристаллы, которые, вероятно, выросли в более просторных условиях. Такой парагенезис МПГ типичен для зональных дунит-клинопироксенит-габбровых и щелочно-ультраосновных массивов.

Весьма интересен факт присутствия самородков платины в россыпях, связанных только с данными массивами. Самородки, как правило, представлены Fe-Rt твердыми растворами и содержат множество включений хромитов. Много самородков платины было установлено в россыпях Урала, Кондерского массива на Алданском щите и Туламинского массива в Канаде. Для россыпей массива щелочно-ультраосновных пород Инагли (Алданский щит) автором ранее [6] было показано, что хромшпинелиды, находящиеся в сростании с изоферроплатиной, в т.ч. и в самородках, идентичны хромитам из сегрегационных руд и отличаются от акцессорных хромшпинелидов повышенной магнетиальностью, что свидетельствует о генетической связи самородков платины с хромититовыми сегрегациями.

Уникальное явление происхождения самородков железо-платиновых твердых растворов, при отсутствии самородков Ru-Ir-Os твердых растворов, легко объясняется предлагаемой моделью. Как было показано, при затвердевании платиноидно-хромититовых жидкостей, обогащенных осмием, тренд кристаллизации не доходит до области ликвации платинометалльной жидкости от хромититовой, а заканчивается эвтектической кристаллизацией хромита и Ru-Ir-Os твердых растворов, при которых невозможно формирование крупных выделений минералов платиновой группы.

В случае преобладания платины в составе ЭПГ, при кристаллизации платиноидно-хромититовой жидкости достигается поле ликвации, что создает благоприятные условия для образования самородков. Очевидно, что ликвация платиновой жидкости от вмещающего хромититового расплава происходит путем появления мелких капелек по всему объему. Вследствие очень большой разницы плотностей между ЭПГ и хромитом (примерно в 4 раза), тяжелые платиновые ликваты подвергаются гравитационной отсадке, во время которой они слипаются и укрупняются. Можно предположить, что при большом объеме рудного ликвата могут формироваться и самородки, причем некоторые крупные выделения в силу большой массы могут преодолеть вязкое сопротивление кристаллизующегося рудного расплава и попасть в силикатную магму, образуя таким образом самородки уже в пределах дунитов.

В металлическом ликвате кроме элементов платиновой группы будет концентрироваться основная масса многих элементов. Например, таких как Ni, Co, Au, Ag, Cu и другие цветные металлы, а также S и As. В процессе кристал-

лизации Au, Ag, цветные металлы, S и As выдавливаются из основной массы высокотемпературных минералов платиновой группы и формируют более низкотемпературные минеральные фазы. В результате образуются межзерновые неправильные выделения и каемки вокруг основных МПГ, представленные различными интерметаллидами, сульфидами, сульфохалькогенидами и арсенидами ЭПГ, Au, Ag и цветных металлов.

На самом заключительном этапе затвердевания платиноидно-хромитовых рудных ликватов из микроинтерстиционных остаточных расплавов, обогащенных летучими компонентами, кристаллизуются гидроксидсодержащие минералы, основная масса которых представлена серпентинами и хромистыми хлоритами. При этом встречающиеся в МПГ и хромитах включения этих минералов иногда имеют негативные кристаллографические формы [5], обусловленные структурным мотивом вмещающих минералов. Процесс кристаллизации интерстиционного материала, богатого летучими, естественно, вызывает различные аутометасоматические преобразования.

Следовательно, в заключение можно подчеркнуть, что платинометалльная минерализация в процессе кристаллизационно-ликвационной дифференциации базит-ультрабазитовых магм формируется в зависимости от состава магматитов следующими тремя основными способами: 1) раннемагматическая кристаллизация высокотемпературной ассоциации МПГ; 2) ликвационное отделение платиноидно-сульфидных и платиноидно-хромититовых рудных расплавов от силикатной магмы; 3) накопление ЭПГ в остаточном расплаве при кристаллизации магмы. При этом наиболее продуктивный механизм концентрации ЭПГ из магматического расплава — ликвация с последующим гравитационным фракционированием рудной жидкости, выступающей в этом случае в качестве очень эффективного сорбента ЭПГ из силикатной матрицы. На поздне- и постмагматическом этапе первично-магматогенные руды подвергаются локальному аутометасоматическому гидротермальному преобразованию.

Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ №НШ-2082.2003.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безмен Н.И., Бругманн Г.Е., Налдретт А.Дж. Механизм концентрации элементов платиновой группы: распределение между силикатным и сульфидным расплавами // Геология рудных месторождений. 1991. № 5. С. 46—54.
2. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. — СПб.: Галарт, 2001.
3. Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование фазового распределения платины и палладия при железо-сульфидно-силикатном расслаивании расплавов // Докл. АН СССР. 1966. Т. 346. № 2. С. 234—236.
4. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералогическо-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. — М.: Недра, 1992.
5. Мочалов А. Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. — М., 2001.
6. Округин А.В. Минеральные парагенезисы и генезис самородков изоферроплатины из россыпи Инагли (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 3. С. 268—279.
7. Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. № 2. С. 63—75.
8. Ольшанский Я.И. Об ионно-электронных жидкостях // Докл. АН СССР. 1950. Т. 71. № 4. С. 701—704.

9. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. — М.: Наука, 1979. С. 5—78.
10. Райнз Ф. Диаграммы фазового равновесия в металлургии. — М.: Металлургиздат, 1960.
11. Транспортные свойства металлических и шлаковых расплавов. Справочник / Под ред. Н.А.Ватолина. — М.: Металлургия, 1995.
12. Cabri L.J., Laflamme J.H.G. Platinum-group minerals from the Konder Massif, Russian Far East // Mineralogical Record. 1997. Vol. 28. № 2. P. 97—106.
13. Campbell I.H., Naldrett A.J. The influence of silicate-sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides // Econ. Geol. 1979. Vol. 74. P. 1503—1505.
14. Borisov A., Palme H. Solubilities of noble metals in Fe-containing silicate melts as derived from experiments in Fe-free systems // Amer. Mineral. 2000. Vol. 85. P. 1665—1673.

УДК 552.4 (571.56)

© В.И.Березкин, А.П.Смелов, Г.А.Капышева, 2004

Сравнительный анализ химического состава раннедокембрийских кварцитов Алданского щита и их происхождение

В.И.БЕРЕЗКИН, А.П.СМЕЛОВ, Г.А.КАПЫШЕВА

В пределах Алданского щита обнажены кристаллические породы, представленные различными гранитоидными комплексами и супракрустальными толщами, метаморфизованными в гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фациях. В зонах разломов выделяются небольшие грабены и тектонические пластины, сложенные слабо- и умереннометаморфизованными породами зеленокаменных поясов. Аналогичные условия метаморфизма имеют породы раннепротерозойских грабен-синклиналей [12]. В зеленокаменных поясах и грабен-синклиналях терригенное или хемогенное происхождение кварцевых пород определяется однозначно по петрографическим и геологическим признакам. В то же время, по отношению к кварцевым породам в районах глубокого метаморфизма и интенсивных и сложных деформаций высказываются точки зрения об их терригенном, хемогенном, гидротермальном и метасоматическом происхождении, что важно при стратиграфических и геотектонических построениях. При этом обычно выдвигается несколько взаимоисключающих мнений о генезисе кварцевых пород одной и той же толщи или одного и того же участка их выходов [3, 8, 11, 14]. Представляется, что наряду с геологическими, петрографическими и минералогическими данными, при решении проблемы происхождения кварцевых пород должны учитываться и их петро-геохимические особенности. Начало подобным исследованиям кварцевых пород гранулитовых комплексов Алданского щита было положено Е.А.Кулишом и продолжено Л.В.Травиным, А.Н.Нееловым, Р.И.Милькевич, Л.М.Реутовым и др. [8, 12]. Ими, а также Г.Ф.Гореловым с коллегами [4] и А.В.Сочавой [13] представлены результаты исследований химического состава пород слабого и умеренного метаморфизма. Авторы статьи в процессе многолетнего исследования геологии Алданского щита также изучали и кварцевые породы. В данной работе впервые приведены результаты сравнительного анализа химического состава слабо- и высокотемпературно метаморфизованных кварцевых пород с целью разработки петрохимических критериев определения их генезиса.

Методы исследований. В этой статье использованы авторские и литературные [8, 12, 13 и др.] аналитические данные. Петрогенные элементы определены в отделе физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН (г.Якутск) рентгенофлуоресцентным методом на квантометре СРМ-18/СМ-1 и классическим химическим анализом. Здесь

же, а также в лаборатории Невского ПГО (г.Санкт-Петербург) установлены Ba, Nb, Zr, Y атомно-эмиссионным спектральным и рентгенофлуоресцентным методами с использованием контрольных проб. Качество полученной информации проверялось с помощью постоянного внутрилабораторного контроля и анализа аттестованных отечественных и зарубежных стандартов. Значения нижнего предела колебаний содержаний оксидов, а иногда и их среднее, в большинстве случаев условно приняты равными 0,01 в качестве расчетных тогда, когда содержание элемента находится ниже предела чувствительности метода. Аналогичное замечание относится к определениям микроэлементов. С целью минимизации этих недостатков существенно кварцевые породы отдельных толщ по возможности подразделены на две группы: с содержанием $\text{SiO}_2 > 90\%$ и $\sim 80\text{—}90\%$. Другое ограничение при рассмотрении кварцевых пород — содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 < 12\%$. Исключение допущено для богатых и обогащенных FeO^* , CaO и MgO кварцевых пород с более низкими SiO_2 .

В статье рассмотрены кварцевые породы слабо- и умереннометаморфизованных серий, а также высокотемпературно метаморфизованных толщ (рис. 1). Название серий и толщ, из которых анализировались кварцевые породы, приведены в соответствии с принятыми в работе [12]. Химический состав кварцевых пород дан в табл. 1.

Слабо- и умереннометаморфизованные кварцевые породы (см. табл. 1, выборки 1—19). *Ярогинская и булгунигтахская серии* (выборки 1—4), расчленяемые на ряд свит (толщ), закартированы на западе Алданской гранулит-гнейсовой области. Существенно кварцевые породы этих серий по петрографии и петрохимии почти идентичны и поэтому рассматриваются нами совместно (выборка 1). Кварциты и кварцито-песчаники, с главной примесью калиевого полевого шпата (выборка 2), иногда железосодержащие — гематит- или магнетитсодержащие (выборка 3), имеют постепенные переходы к метапесчаникам и алевролитам аркозового типа, образуя с ними в разных соотношениях самостоятельные толщи мощностью до 1—1,5 км. В толще углеродистых филлитовидных сланцев ярогинской серии встречаются углеродистые кварцевые породы — углеродистый «кремнистый» (кварцевый) сланец (выборка 4). В кварцитах, кварцито- и метапесчаниках достаточно часто наблюдаются реликты волновой ряби, обломочных структур и текстур, разномасштабная слоис-

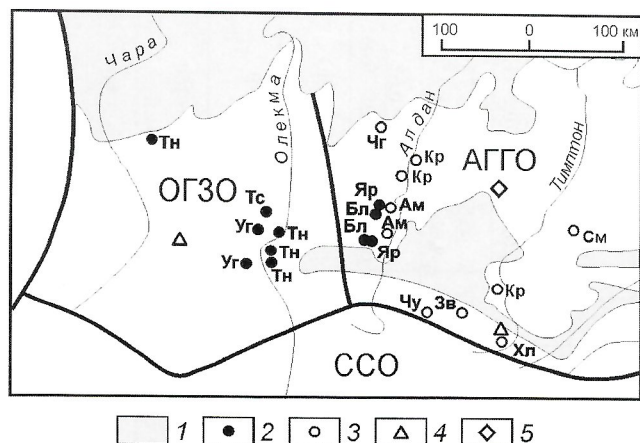


Рис. 1. Места отбора проб кварцевых пород:

тость. В породах выборки 2 по сравнению с 1 особенно заметно увеличиваются содержания Al_2O_3 и K_2O , что связано с калиевым полевым шпатом. В выборке 3 железосодержащих кварцитов по сравнению с выборкой 2 повышено общее содержание FeO^* , и понижено Al_2O_3 и K_2O . Весьма редкие микрозернистые углеродсодержащие кварцевые породы (выборка 4) охарактеризованы только одним анализом, с высоким содержанием SiO_2 . Содержания других оксидов, кроме FeO^* и MgO , весьма низкие. Это, скорее всего, первоначально кремнистая порода.

Угуйская серия (см. табл. 1, выборки 8—11), залегающая в восточной части Олёкминской гранит-зеленокаменной области, слагает Нижнехантинскую, Олдонгсинскую и Угуйскую грабен-синклинали. Многие вопросы геологии и петрохимии пород этой серии рассмотрены ранее [2, 13]. Наиболее распространены кварцито-песчаники, метапесчаники, металавровлиты (мощностью до 500 м), углеродистые (черные) сланцы и доломитовые мраморы. Степень метаморфизма пород весьма слабая. Высококварцевые кварцито-песчаники и метапесчаники (выборки 8, 9) по составу близки таковым ярогинской и булгунняхтахской серий (выборки 1, 2), отличаясь более высоким содержанием Na_2O и низким K_2O , что связано с примесью кислого плагиоклаза. Кроме того, в них несколько ниже содержания SiO_2 , TiO_2 , Zr, Y. А.В.Сочава [13] приводит анализы железистых «метапесчаников» (выборка 10) и «кремнистых» сланцев (выборка 11), в которых по очень низким содержаниям всех оксидов, кроме SiO_2 , FeO^* и K_2O , обнаружены признаки хемогенного происхождения.

1. Средние содержание главных элементов (в %) и микроэлементов (в г/т) в кварцитах Алданского шита

Окси- ды, эле- мен- ты	Серии, выборки																			
	Ярогинская+булгуныяхская				Чульманская			Угуйская				Тасме- линская	Тунгурчинская							
	1(21; 4)	2(38; 7)	3(5)	4(1)	5(9; 3)	6(8)	7(1)	8(48)	9(63)	10(4)	11(1)		12(15)	13(4; 2)	14(6; 1)	15(1)	16(4; 2)	17(4)		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18			
SiO ₂	$\frac{94,09}{90,8-98,4}$	$\frac{85,87}{80-91,9}$	$\frac{84,11}{78,8-90,7}$	96,0	$\frac{93,67}{91,8-96,5}$	$\frac{85,21}{81,8-88,9}$	88,80	$\frac{93,93}{90-97,5}$	$\frac{84,79}{79,7-90,5}$	$\frac{85,06}{82-87,6}$	98,15	$\frac{84,83}{81,1-91,6}$	$\frac{93,0}{91-95,5}$	$\frac{85,55}{80,8-89,3}$	71,17	$\frac{94,57}{91,8-90,7}$	$\frac{87,54}{85,1-89,4}$			
TiO ₂	$\frac{0,11}{0,02-0,39}$	$\frac{0,25}{0,09-0,9}$	$\frac{0,20}{0,12-0,4}$	0,11	$\frac{0,08}{0,01-0,2}$	$\frac{0,28}{0,09-0,61}$	0,005	$\frac{0,07}{0,01-0,23}$	$\frac{0,21}{0,02-0,5}$	$\frac{0,02}{0,01-0,02}$	0,01	$\frac{0,28}{0,05-0,42}$	$\frac{0,33}{0,06-0,9}$	$\frac{0,13}{0,07-0,19}$	0,03	$\frac{0,09}{0,01-0,2}$	$\frac{0,26}{0,13-0,35}$			
Al ₂ O ₃	$\frac{2,9}{0,3-4,6}$	$\frac{7,14}{3,8-10,9}$	$\frac{4,79}{3,2-6,4}$	0,28	$\frac{2,76}{1,7-4,1}$	$\frac{6,7}{4,3-8,5}$	0,08	$\frac{3,11}{0,33-7,7}$	$\frac{7,83}{3,1-11,7}$	$\frac{1,71}{1,2-2,3}$	0,10	$\frac{8,50}{4,7-11,7}$	$\frac{3,27}{1,5-4,6}$	$\frac{6,08}{3,9-8,3}$	3,20	$\frac{2,07}{0,13-4,4}$	$\frac{7,87}{7,5-8,5}$			
FeO*	$\frac{1,36}{0,6-3,6}$	$\frac{2,08}{0,7-3,8}$	$\frac{7,83}{4,0-8,9}$	2,88	$\frac{1,58}{0,6-3,1}$	$\frac{2,98}{1,1-4,1}$	5,93	$\frac{1,29}{0,26-2,7}$	$\frac{1,88}{0,6-5,4}$	$\frac{12,24}{10,1-14,5}$	0,84	$\frac{2,05}{0,7-3,4}$	$\frac{0,75}{0,4-0,9}$	$\frac{1,88}{0,68-4,0}$	0,45	$\frac{1,97}{0,82-2,7}$	$\frac{1,38}{0,4-2,5}$			
MnO	$\frac{0,01}{0,01-0,03}$	$\frac{0,02}{0,01-0,1}$	$\frac{0,06}{0,01-0,24}$	0,02	$\frac{0,01}{0,01-0,03}$	$\frac{0,03}{0,01-0,07}$	0,06	$\frac{0,03}{0,01-0,1}$	$\frac{0,04}{0,01-0,2}$	$\frac{0,08}{0,01-0,2}$	0,04	$\frac{0,02}{0,01-0,06}$	$\frac{0,04}{0,01-0,1}$	$\frac{0,06}{0,01-0,14}$	0,05	$\frac{0,01}{0,01}$	$\frac{0,01}{0,01-0,02}$			
MgO	$\frac{0,14}{0,01-0,6}$	$\frac{0,68}{0,1-2,1}$	$\frac{0,48}{0,01-1,6}$	0,55	$\frac{0,57}{0,06-1,7}$	$\frac{1,66}{0,01-3,8}$	2,14	$\frac{0,27}{0,01-1,5}$	$\frac{0,60}{0,01-3,4}$	$\frac{0,18}{0,1-0,28}$	0,10	$\frac{0,49}{0,01-1,5}$	$\frac{0,10}{0,01-0,2}$	$\frac{1,11}{0,13-2,24}$	11,28	$\frac{0,15}{0,01-0,3}$	$\frac{0,39}{0,01-0,8}$			
CaO	$\frac{0,22}{0,01-0,6}$	$\frac{0,41}{0,01-3,1}$	$\frac{0,60}{0,15-1,6}$	0,01	$\frac{0,33}{0,01-1,0}$	$\frac{0,77}{0,04-2,0}$	2,68	$\frac{0,20}{0,01-0,6}$	$\frac{0,64}{0,01-3,9}$	$\frac{0,09}{0,03-0,11}$	0,69	$\frac{0,81}{0,01-2,1}$	$\frac{0,25}{0,06-0,6}$	$\frac{1,48}{0,01-5,61}$	12,25	$\frac{0,14}{0,01-0,3}$	$\frac{0,13}{0,01-0,5}$			
Na ₂ O	$\frac{0,13}{0,01-0,45}$	$\frac{0,69}{0,06-3,9}$	$\frac{0,30}{0,07-1,0}$	0,01	$\frac{0,38}{0,09-1,1}$	$\frac{0,95}{0,22-2,3}$	0,25	$\frac{0,23}{0,01-1,6}$	$\frac{1,85}{0,04-4,1}$	$\frac{0,04}{0,02-0,07}$	0,04	$\frac{1,70}{0,25-3,7}$	$\frac{0,29}{0,13-0,46}$	$\frac{0,67}{0,3-1,0}$	0,77	$\frac{0,13}{0,02-0,19}$	$\frac{0,64}{0,2-1,3}$			
K ₂ O	$\frac{0,99}{0,09-2,3}$	$\frac{2,80}{0,24-5,5}$	$\frac{1,58}{0,5-2,6}$	0,13	$\frac{0,60}{0,09-1,3}$	$\frac{1,40}{0,40-2,4}$	0,005	$\frac{0,82}{0,07-1,9}$	$\frac{2,10}{0,6-4,1}$	$\frac{0,50}{0,25-0,7}$	0,02	$\frac{1,29}{0,45-3,1}$	$\frac{1,93}{0,98-3,11}$	$\frac{2,86}{0,44-6,8}$	0,77	$\frac{0,84}{0,01-2,6}$	$\frac{1,77}{1,1-2,0}$			
P ₂ O ₅	$\frac{0,03}{0,01-0,06}$	$\frac{0,05}{0,01-0,12}$	$\frac{0,05}{0,04-0,06}$	0,03	$\frac{0,02}{0,01-0,03}$	$\frac{0,03}{0,01-0,07}$	0,05	$\frac{0,06}{0,01-0,06}$	$\frac{0,06}{0,01-0,7}$	$\frac{0,10}{0,01-0,3}$	0,01	$\frac{0,04}{0,01-0,4}$	$\frac{0,04}{0,03-0,04}$	$\frac{0,19}{0,05-0,4}$	0,03	$\frac{0,04}{0,01-0,07}$	$\frac{0,02}{0,01-0,06}$			
Ba	Не определялось																			
Nb	<2—5	$\frac{11}{3-39}$	Не опреде- лялось		<2—4	Не опреде- лялось		<2	Не опреде- лялось		Не определялось							380	$\frac{310}{69-550}$	250
Zr	$\frac{87}{60-110}$	$\frac{132}{84-205}$	$\frac{47}{37-63}$		8		8	$\frac{60(17)}{6,6-250}$	$\frac{110(15)}{41-200}$	140(13) 100—270		$\frac{110}{89-130}$	65	30	47	37—58	170			
Y	$\frac{15}{9-21}$	$\frac{23}{12-53}$	$\frac{6}{6}$		<6		<6	$\frac{4,5(9)}{3-8,2}$	$\frac{9,3(12)}{3,5-16}$	<6—11(13)		$\frac{4,4}{3,4-5,5}$	3,9	3,9	6,8	5,2—8,3	6,1			

	Толщи, выборки												Кварцевые		
	Тунгурская						Курумканская-амедичинская						Чугинская		
	18(2; 2)	19(8; 5)	20(52; 12)	21(25; 13)	22(5)	23(12; 10)	24(4; 3)	25(6; 4)	26(6)	27(5; 2)	Сеймская	29(6; 6)	30(6; 6)	31(15; 15)	породы же- лезоруд- ных место- рождений
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	80,50 71,7—89,3	47,95 42,7—55,1	94,99 90,2—99	86,30 79,8—90,5	74,66 72,4—77,4	93,26 90,7—96	83,63 81,9—87,1	92,98 93,3—94,8	87,44 83,6—90,1	50,42 47,5—55,3	90,04 87,05—93	96,24 94—98,3	83,83 80,1—90,1	96,17 91—99,6	97,71 97—98,5
TiO ₂	0,08 0,07—0,08	0,11 0,06—0,25	0,10 0,01—0,4	0,29 0,12—0,6	0,59 0,07—0,59	0,09 0,05—0,26	0,22 0,05—0,56	0,11 0,02—0,15	0,21 0,15—0,3	0,12 0,04—0,26	0,04 0,03—0,05	0,04 0,01—0,07	0,24 0,02—0,5	0,06 0,01—0,16	0,06 0,03—0,09
Al ₂ O ₃	0,48 0,27—0,68	1,78 0,28—5,23	1,86 0,24—5	6,68 3,7—11,7	5,86 2,35—8,23	3,50 1,76—5,3	7,29 4,76—11,3	2,73 0,04—5,5	6,69 5,6—9,4	1,57 1,2—2,1	5,70 2,85—8,54	1,28 0,02—2,7	8,45 5,5—11,3	1,22 0,01—4,2	0,61 0,2—1,1
FeO*	16,72 9,03—24,4	46,01 30,8—52,8	1,59 0,02—6	2,71 0,9—8,2	14,42 10,5—18,8	1,51 0,53—4,9	2,43 1,2—4,1	2,20 0,65—4,65	2,02 0,8—4,84	44,58 37,6—49,6	1,91 1,04—2,78	1,23 0,6—3,15	1,42 0,3—3,0	1,66 0,25—3,2	1,12 0,9—1,4
MnO	0,11 0,01—0,22	0,14 0,01—0,32	0,04 0,01—0,5	0,04 0,01—0,23	0,19 0,01—0,4	0,70 0,15—1,7	2,23 0,24—5,2	0,02 0,01—0,07	0,04 0,01—0,12	0,11 0,04—0,3	0,04 0,01—0,07	0,06 0,01—0,14	0,08 0,05—0,14	0,03 0,01—0,07	0,01 0,01
MgO	1,63 0,81—2,44	2,25 0,18—4,5	0,34 0,01—2,9	0,80 0,01—2,4	2,93 0,02—4,8	0,30 0,09—0,8	0,85 0,3—1,7	0,86 0,06—2,1	0,54 0,05—1,1	1,64 0,75—2,8	0,47 0,12—0,83	0,13 0,03—0,3	0,50 0,03—1,6	0,27 0,01—1,2	0,06 0,01—0,1
CaO	0,38 0,34—0,43	1,38 0,16—3,7	0,30 0,01—0,8	0,42 0,01—1,7	0,41 0,24—0,62	0,09 0,01—0,34	0,76 0,01—2	0,41 0,01—0,73	0,57 0,15—1,0	1,16 0,5—1,85	0,02 0,01—0,03	0,18 0,01—0,3	0,75 0,14—1,75	0,29 0,01—1,3	0,17 0,1—0,24
Na ₂ O	0,05 0,04—0,05	0,22 0,02—0,6	0,19 0,01—1,6	0,72 0,01—2,27	0,25 0,09—0,5	0,12 0,07—0,25	0,43 0,14—1	0,23 0,01—0,9	0,49 0,13—0,9	0,20 0,06—0,34	1,07 0,01—2,13	0,25 0,01—0,55	2,01 0,25—3,1	0,13 0,01—0,91	0,04 0,01—0,1
K ₂ O	0,04 0,04	0,09 0,01—0,32	0,56 0,01—2,1	2,01 0,24—5	0,64 0,1—1,6	0,42 0,07—1,2	2,15 0,7—3,6	0,45 0,01—1,83	1,98 1,1—3,1	0,11 0,06—0,15	0,69 0,35—1,02	0,58 0,03—1,6	2,69 1,44—4,7	0,15 0,01—0,6	0,19 0,01—0,6
P ₂ O ₅	0,02 0,02	0,08 0,02—0,16	0,04 <0,01—0,4	0,03 0,01—0,10	0,05 0,01—0,2	0,01 0,01—0,04	0,01 0,01	0,01 0,01	0,03 0,01—0,1	0,08 0,01—0,14	0,03 0,02—0,03	0,02 0,01—0,04	0,03 0,01—0,06	0,03 0,02—0,04	0,03 0,02—0,03
Ba	32 26—38	18 12—21	170 26—720	370 50—1300	145 120—170	200 80—360	1000 120—1500	260 43—570	Не опреде- лялось	39 37—41	65 30—100	59 17—110	380 200—570	58 24—150	69 27—150
Nb	11 10—12	17 14—26	7,3 6,6—8,9	7,6 6,8—8,4	Не опреде- лялось	Не определялось	Не определялось	<8	12 12—13	12 12—13	<8	<8—9,7	<8—20	<8—11	8,8 8—9,8
Zr	23 23—24	26 20—40	130 22—400	160 10—400	Не опреде- лялось	<10—500	90 10—150	140 20—460	26 25—27	26 25—27	480 280—680	94 11—200	185 43—370	18 6—56	99 16—210
Y	<7—7	16 15—19	<7—47	<7—15	Не опреде- лялось	<7—80	—	<7	17 17—18	17 17—18	<7—60	<7—9,3	15 9,6—21	<7—8	7—24

Примечания. 1. Анализы пересчитаны на 100% без учета летучих. 2. В скобках — число проб и число анализов главных элементов и микроэлементов. 3. В числителе — среднее содержание, в знаменателе — диапазон изменения содержания оксидов и элементов.

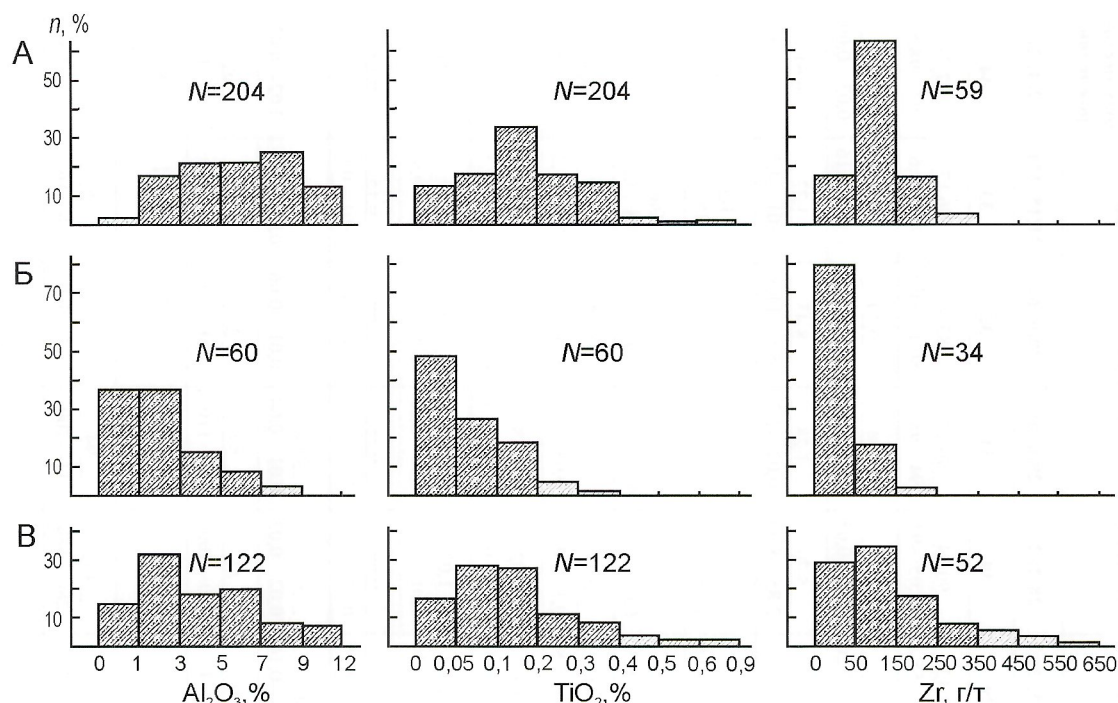


Рис. 2. Гистограммы распределения Al_2O_3 , TiO_2 и Zr в кварцевых породах Алданского щита:

А — терригенные породы слабо- и умереннометаморфизованных серий: кварцито-песчаники, кварциты; Б — хомогенные породы: микро- и мелкозернистые кварцевые («кремнистые») породы, железистые кварциты, кварцевые жилы; В — кварциты высокометаморфизованных толщ; n — частота встречаемости; N — число проб

Чаро-Токкинского зеленокаменного пояса по низким концентрациям TiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и всех микроэлементов обнаруживают родство с сопровождающими чистыми кварцитами (выборка 16), т.е. все хомогенного происхождения. Это подтверждается большим числом анализов составов железистых кварцитов указанного пояса [4] и очень близки к нашим.

Таким образом, кварцевые породы хомогенного происхождения характеризуются устойчиво низкими и очень низкими содержаниями примесей TiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и Zr и могут иметь повышенные или более высокие FeO^* . В породах терригенного происхождения, напротив, концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и Zr более высокие, а FeO^* обычно ниже (рис. 2).

Высокометаморфизованные кварцевые породы (см. табл. 1, выборки 20—30). Курумканская и амедичинская толщи (выборки 20—24). Кварциты этих толщ относятся к наиболее изученным высокометаморфизованным породам. Они занимают их основной объем и совместно с высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами, основными кристаллосланцами, иногда гранат-биотитовыми ($\pm$ гиперстен) гнейсами и известково-силикатными породами ранее объединялись в верхнеалданскую серию. Мощность наиболее насыщенных кварцитами частей толщ 2 км [1]. По химическому составу главнейших разновидностей кварциты курумканской и амедичинской толщ (выборки 20, 21) весьма близки к слабо- и умереннометаморфизованным кварцитам и кварцито-песчаникам ярогинской и булгуньяхтахской серий (см. выборки 1, 2). Курумканские кварциты несколько больше содержат SiO_2 . Однако при расчете среднего состава обеих групп как курумканских кварцитов, так и ярогинских кварцевых пород выявляются различия в содержаниях (в %): SiO_2 92,2 и 88,8; Al_2O_3 3,42 и

5,63; K_2O 1,03 и 2,16, соответственно. Различия, наблюдающиеся в оксидах, связаны с тем, что ярогинские породы содержат преимущественно полевошпатовую примесь, а курумканские — более чистые кварцевые породы, в основном силлиманит. В курумканских кварцитах выявлено большое разнообразие аксессуарных минералов: циркон (что отразилось на повышенных содержаниях Zr), монацит, рутил, касситерит, анатаз, ксенотим, брукит [8]. Низкожелезистые и марганцовистые кварциты (выборки 22—24) встречаются совместно с кварцитами, преобладающими (выборки 20, 21) в Мелемкенском блоке [8]. В низкожелезистых разновидностях (выборка 22) присутствуют магнетит, гранат, гиперстен, полевые шпаты. В марганцовистых (выборки 23, 24) описаны спессартиновый гранат, вивиридин и манганofilлит.

Зверевская и холодниканская толщи (см. табл. 1, выборки 25—27). Кварцевые породы распространены в Иенгра-Тимптонском междуречье в южной части Алданской гранулит-гнейсовой области, где они встречаются в двупироксеновых и гиперстеновых плагиогнейсах и кристаллосланцах, гранат-биотитовых ($\pm$ силлиманит) гнейсах. Кварциты представлены мономинеральными, полевошпатовыми и железистыми разновидностями, мощность выходов которых до 50—60 м. Химический состав кварцитов (выборки 25—26) как по оксидам, так и концентрациям Zr и Ba весьма близок к амедичи-курумканским кварцитам. Железистые кварциты (выборка 27) холодниканской толщи содержат меньше TiO_2 , Al_2O_3 , щелочей, Ba, Zr, и химический состав близок железистым кварцитам зеленокаменного пояса Олёкминской гранит-зеленокаменной области. Скорее всего, они представляют собой результат метаморфизма самостоятельного зеленокаменного комплекса, а не диафтореза гранулитов зверевской толщи.

Сеймская толща (см. табл. 1, выборка 28) сложена гранат-биотитовыми ($\pm$ силлиманит, кордиерит, гиперстен) гнейсами, двупироксеновыми плагiogнейсами и кристаллосланцами, с незначительным количеством кварцитов, кварцито-гнейсов, железистых кварцитов, известково-силикатных пород, кальцифиров. В нашем распоряжении имеется всего два анализа кварцитов. При этом, согласно одному из них, кварциты соответствуют хемогенному типу, но с более высокой концентрацией циркония, а второму — терригенным кварцитам с его наиболее высоким содержанием.

Чугинская толща находится севернее района выходов амедичинской и курумканской толщ (см. рис. 1). Одно из главных ее отличий — незначительная роль в ней кварцитов. Выборка 29 (см. табл. 1) отличается от амедичи-курумканских (см. выборка 20) более низкими содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , Ba и Zr, т.е. чистотой кварцевых пород; выборка 30 — от соответствующей выборки амедичи-курумканских кварцитов (см. выборка 21) отличается более высокими содержаниями Al_2O_3 и щелочей, особенно Na_2O , т.е. примесями полевых шпатов. Вероятно, в выборку 29 были включены кварциты как хемогенного, так и терригенного или смешанного происхождения, в выборку 30 — терригенные образования. Малое число анализов, включенных в выборку, не позволяет более четко разграничивать породы разного происхождения.

Гидротермальные и метасоматические кварциты Алданского щита. Поскольку часто высказываются мнения о метасоматическом и гидротермально-жильном происхождении кварцитов амедичинской, курумканской и чугинской толщ, авторы начали изучать бесспорно кварцевые жилы, а также метасоматические кварцевые породы.

Пробы кварцевых жил отобраны главным образом в Олондинском зеленокаменном поясе Олѣкминской гранит-зеленокаменной области и в междуречье Иенгра—Тимптон, сформировавшиеся, скорее всего, в связи с зеленосланцевым диафорезом высокотемпературных гнейсов и сланцев. По минеральному и химическому составам жильные кварциты (см. табл. 1, выборка 31) практически свободны от примесей. Изредка наблюдаются примеси карбонатов, сульфидов, альбита, что отражается в содержаниях FeO^* , MgO , CaO , Al_2O_3 , Na_2O , Ba. Породы такого химического состава в незначительном количестве могли быть включены в выборки 20—30 (см. рис. 2, 3). Поэтому нельзя полностью отрицать наличие гидротермальных кварцевых пород среди образований курумканской, амедичинской и чугинской толщ, тем более что к ним приурочены крупные месторождения горного хрусталя раннепротерозойского возраста.

Кварцевые породы железорудных месторождений Тажное и Гематитовое Алданской гранулит-гнейсовой области в последнее время чаще рассматриваются как метасоматиты [11]. Судя по единичным анализам, эти породы практически стерильны в отношении всех оксидов (см. табл. 1, выборка 32). Из микроэлементов обнаружены Ba, Nb, Y, в некоторых случаях содержание Zr достаточно высокое, что не противоречит выводу о метасоматическом генезисе пород. Вероятно, даже при столь интенсивном метасоматозе их некоторые химические особенности, например, концентрация Zr, соответствуют таковым исходных пород. В конкретном случае исходными породами, скорее всего, были гранулитовые гнейсы различного состава, окружающие месторождения.

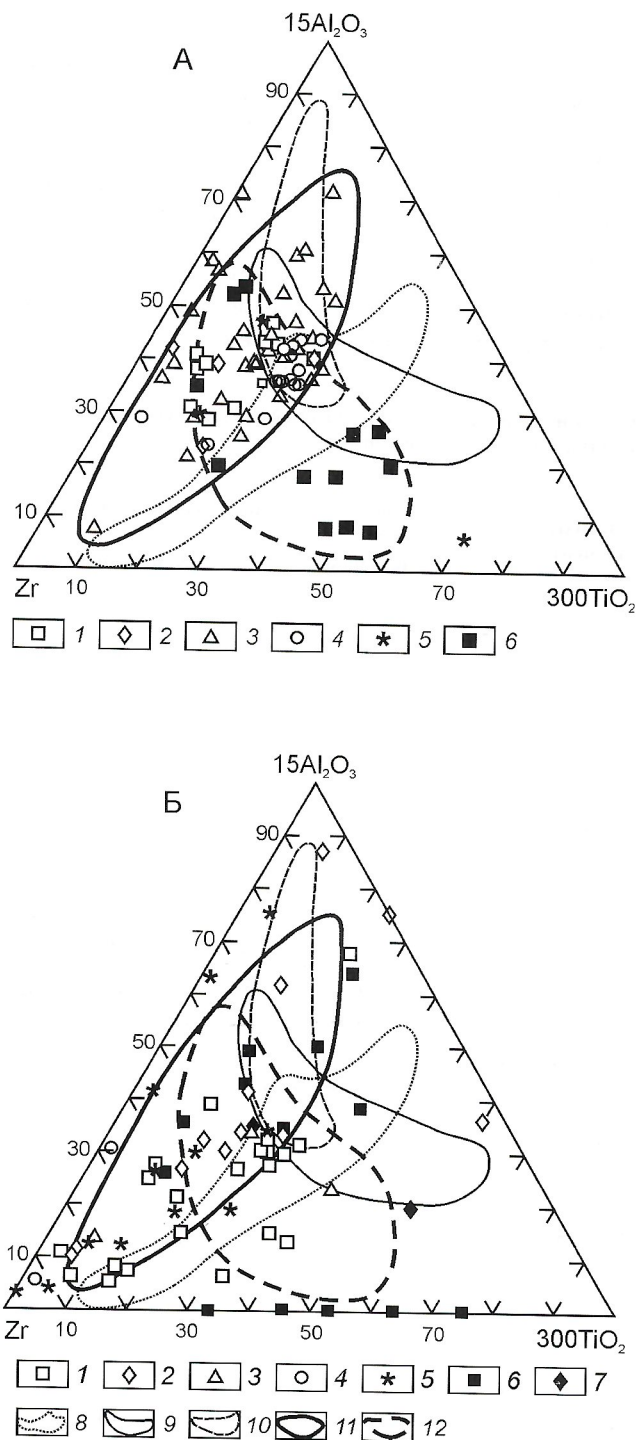


Рис. 3. Диаграмма $\text{Zr}-15\text{Al}_2\text{O}_3-300\text{TiO}_2$ [15] для кварцевых пород Алданского щита:

А — слабо- и умереннометаморфизованные породы; терригенные серии: 1 — ярогинской, 2 — чульманской, 3 — угуйской, 4 — тасмиелинской; 5 — карбонатно-терригенной толщи тунгурской серии; 6 — хемогенные породы всех серий; Б — высокотемпературные породы: 1 — курумканской и амедичинской, 2 — марганцовистые кварциты курумканской, 3 — зверевской и холодниканской, 4 — сеймской и 5 — чугинской толщ; 6 — кварцевые жилы, 7 — кварциты железорудных месторождений Тажное и Гематитовое; поля составов (А, Б): 8 — кластогенных осадочных пород; 9 — магматических пород известково-щелочной серии от габбро до гранитов; 10 — высокоглиноземистых гранитов, от слюдяных монцогранитов до двуслюдяных лейкогранитов [15]; поля составов (А): 11 — кластогенных, 12 — хемогенных

В заключение необходимо обсудить результаты исследований и сделать некоторые выводы. Выявленные различия химического состава кластогенных и хемогенных пород на примере слабо- и умереннометаморфизованных пород Алданского щита подтверждаются данными по другим регионам [9, 10, 16, 17 и др.] (табл. 2). В целом обломочные породы содержат больше Al_2O_3 , TiO_2 , щелочей, чем хемогенные. Содержание циркония в осадочных и различно метаморфизованных кварцевых породах железорудных бассейнов России сильно изменяется, но в среднем оно в 7—8 раз больше в кластогенных породах, чем хемо-

генных [9]. Особенности химического состава связаны с присутствием в терригенных кварцевых породах обломочных полевых шпатов и устойчивых к выветриванию рутила, циркона и других акцессорных минералов. Обычное неравномерное распределение этих минералов определяет широкие пределы колебаний концентраций элементов, содержащихся в этих минералах, и отражается в виде нормального распределения Al , Ti и Zr на гистограммах для слабо- и умереннометаморфизованных кластогенных пород Алданского щита (см. рис. 2, А). Незначительная асимметрия распределения обусловлена присутствием не-

2. Средние содержания TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O+K_2O (в %) и Zr (в г/т) кварцевых пород Алданского щита, а также обломочных и хемогенных пород других регионов

Оксиды, элементы	Слабо- и умереннометаморфизованные породы		Высокометаморфизованные породы		Жилы	Метасоматиты
	Обломочные	Хемогенные	Обломочные	Хемогенные		
Алданский щит						
TiO ₂	0,18	0,08	0,18	0,08	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	5,88	1,90	4,06	1,41	1,22	0,61
Na ₂ O+K ₂ O	2,70	0,63	1,51	0,59	0,28	0,23
n	185	31	116	11	15	4
Zr	99	32	155	44	18	99
n	61	14	52	7	15	2
Центральный Казахстан, Кривой Рог, Анабарский массив [9]						
Zr	130	30	150	20		
n	14	7	8	10		
Сибирская платформа, байкальская серия, голоустенская свита, кварцевые песчаники [10]						
TiO ₂	0,20					
Al ₂ O ₃	2,74					
Na ₂ O+K ₂ O	1,36					
n	8					
Южный Сахалин, глаукофан-сланцевые ультрасилициты [10]						
TiO ₂		0,10				
Al ₂ O ₃		1,74				
Na ₂ O+K ₂ O		0,75				
n		17				
Зеленокаменный пояс Сандур, Индия, железистые черты [16]						
TiO ₂		0,03				
Al ₂ O ₃		0,23				
Na ₂ O+K ₂ O		0,26				
n		51				
Zr		4,01				
n		51				

n — число анализов

большого количества пород с высокими концентрациями TiO_2 и Zr. Для хемогенных пород типично резко асимметричное распределение элементов с максимумами при самых низких концентрациях (см. рис. 2, Б). В высокотемпературных кварцитах наблюдается сочетание нормального и логнормального распределений (см. рис. 2, В), что может свидетельствовать как о кластогенной, так и хемогенной природе.

При сравнительном анализе составов различных по происхождению кварцевых пород, для их генетической диагностики наиболее удачной представляется диаграмма $Al-Ti-Zr$, предложенная в работе [15] для различных по составу терригенных пород позднепротерозойского и палеозойского возрастов (см. рис. 3). На диаграмму (см. рис. 3, А) нанесены точки составов слабо- и умереннометаморфизованных кварцевых пород Алданского щита. Большая часть точек составов кластогенных пород расположена ближе к стороне $Zr-Al_2O_3$ в сравнении с полем составов позднепротерозойских и палеозойских кластогенных пород [15], что обусловлено меньшими величинами титанового модуля TiO_2/Al_2O_3 (см. рис. 3, А). Известно, что на его величину влияют два фактора: содержание титана в материале, поступившем в осадок и степень механической сортировки осадочного материала. Таким образом, мы вправе предполагать, что источником для алданских кварцевых пород служили преимущественно магматические породы кислого состава. В целом точки составов слабометаморфизованных пород образуют эллипсообразное поле, вытянутое вдоль стороны $Zr-Al_2O_3$. При этом величина индикаторного Ti/Zr уменьшается по направлению к углу Zr, и является следствием лучшей сохранности циркона по сравнению с титансодержащими минералами при длительной транспортировке.

Имеющиеся немногочисленные точки составов слабо- и умереннометаморфизованных хемогенных кварцевых пород на диаграмме $Al-Ti-Zr$ (см. рис. 3, А), образуют эллипсообразное поле, длинная ось которого расположена субпараллельно стороне $Al_2O_3-TiO_2$. Такая тенденция, вероятно, обусловлена вариациями титанового модуля в хемогенных кварцевых породах, увеличение которого обусловлено степенью подводного эпигенеза и выщелачивания вулканических пород и инертностью циркона в этом процессе [15].

Положение точек составов высокометаморфизованных кварцевых пород на диаграмме $Al-Ti-Zr$ (см. рис. 3, Б) показывает, что они широко колеблются в соотношениях данных элементов. Большинство точек лежит ближе к стороне $Zr-Al_2O_3$, и в целом характеризуется меньшими значениями титанового модуля по сравнению с кластогенными породами позднего протерозоя и палеозоя. Для высокометаморфизованных кварцевых пород устанавливаются более широкие колебания Ti/Zr , что обусловлено высокой зрелостью осадков. Главными источниками сноса рассмотренных слабо-, умеренно- и высокометаморфизованных серий и толщ Алданского щита, судя по диаграмме (см. рис. 3, Б) и результатам Sm-Nd систематики кварцевых пород, служили древние инфракрустальные комплексы [5, 6]. В Олёкминской гранит-зеленокаменной области они представлены преимущественно тоналит-трондьемитовыми гнейсами, а в западной части Алданской гранулит-гнейсовой области гранито-гнейсами [12]. С этим связаны большая калиево- и натриево-содержащая первичная терригенная кварцито-песчаная порода Алданской области и

большая натриево-содержащая порода Олёкминской. Исключение составляют кварцевые породы с высоким содержанием K_2O карбонатно-терригенной ассоциации тунгурской серии (см. табл. 1).

Незначительная часть высокометаморфизованных кварцевых пород Алданской гранулит-гнейсовой области обнаруживает геохимические черты сходства со слабо- и умереннометаморфизованными породами хемогенного происхождения (см. рис. 3, Б).

К сожалению, данные по кварцевым породам метасоматического и гидротермального происхождения для Алданского щита весьма ограничены. Тем не менее, точки составов кварцевых пород метасоматических железорудных месторождений Таежное и Гематитовое лежат максимально близко к полю магматических пород известково-щелочной серии (от габбро до гранитов), а также к полю хемогенных силицитов (см. рис. 3, Б). Возможно, метасоматические кварцевые породы сохраняют некоторые геохимические особенности исходных пород [12]. По геохимическому составу условно можно выделить две группы гидротермальных кварцевых жил. В первую входят кварциты стерильные в отношении содержания Al_2O_3 . Породы второй характеризуются различными соотношениями Al, Ti и Zr и точки их составов образуют поле, которое перекрывает поля как магматических пород различного состава, так и кластогенных. В этом плане в качестве задачи дальнейшего изучения природы кварцевых жил выступает исследование связей их геохимической специализации и вмещающих пород. Присутствие среди высокометаморфизованных кварцитов курумканской и амедичинской толщ хрусталеносных и других жил несомненно, а кварцевых метасоматитов весьма вероятно. Однако, обнаруживая такие породы, нельзя полностью отрицать существование значительных масс кластогенных и хемогенных осадочных кварцитов и исключать их из стратиграфических разрезов.

В заключение следует отметить, что изучение существенно кварцевых пород слабо- и умереннометаморфизованных толщ Алданского щита показало, что образования хемогенного происхождения, в отличие от терригенных, характеризуются устойчиво низким содержанием примесей TiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и Zr. Только сравнительно редкие наиболее чистые кварцевые породы терригенного происхождения могут иметь сопоставимо низкие содержания этих компонентов. Хемогенные и обломочные породы различаются также соотношениями Al_2O_3 , TiO_2 и Zr. На диаграмме (см. рис. 3) рой точек составов кварцевых пород обломочного происхождения подчинен тренду хорошо изученных дифференцированных терригенных формаций, обусловленному постоянством титанового модуля в разных дифференциатах и увеличением относительного содержания циркония от глинистых сланцев к кварцевым песчаникам. Точки составов кварцевых пород хемогенного происхождения образуют эллипсообразное поле, несколько вытянутое поперек поля терригенных пород, незначительно перекрывая его. Обогащение цирконием хемогенных пород не наблюдается.

Аналогичные геохимические особенности обнаружены и для кварцевых пород областей высокотемпературного метаморфизма. Учитывая геологические, петрографические, минералогические данные, можно заключить, что среди кварцитов этих областей преобладают породы кластогенного генезиса. Кварциты первично хемогенного и ос-

бенно гидротермального и метасоматического происхождения, скорее всего, распространены ограниченно.

Работа выполнена в рамках Программы РАН «Происхождение и эволюция биосферы», № 25.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.И. Первичная природа докембрийских кварцитов Центрального Алдана // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Мат-лы 3-го Всеросс. литолог. совещания. — М.: Изд-во МГУ, 2003. С. 200—205.
2. Березкин В.И., Смелов А.П. Новые данные о шунгитоподобном веществе черных сланцев Алданского щита // Наука и образование. 2000. № 3 (19). С. 77—81.
3. Глуховский М.З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита // Геотектоника. 1975. № 2. С. 3—19.
4. Горелов Г.Ф., Гузман А.Г., Калугин И.А. и др. Чаро-Токкинская кремнисто-железистая формация. — Новосибирск: Наука, 1984.
5. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. О возрасте формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Общие вопросы расчленения докембрия. Мат-лы III Всеросс. совещания. — Апатиты, 2000. С. 106—108.
6. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. О возрасте зеленокаменных поясов западной части Алданского щита: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Там же. С. 122—123.
7. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Анисимова И.В. Геодинамические модели формирования докембрийских комплексов Алданского щита // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат-лы XXXVII Тектонич. совещания. Т. 1. — Новосибирск, 2004. С. 263—266.
8. Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. — Хабаровск, 1973.
9. Лазур О.Г. Малые элементы в качестве индикаторов первичной природы метаморфических пород и руд // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 9. Литология, метаморфизм и металлогения раннего докембрия. — М.: Наука, 1984. С. 193—200.
10. Неелов А.Н., Сочава А.В., Милькевич Р.И. и др. Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия. — Л.: Наука, 1983.
11. Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л. Железоносный комплекс Центрального Алдана: метаморфизм и структурная эволюция. — М.: Наука, 1988.
12. Ранний докембрий Южной Якутии. — М.: Наука, 1986.
13. Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. — Л.: Наука, 1986.
14. Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. О гидротермально-метасоматическом генезисе кварцитов верхнеалданской серии Алданского щита // Докембрий Северной Евразии. Тез. докл. Междунар. совещания. — С-Пб., 1997. С. 100—101.
15. Garcia D., Fontelles M., Moutte I. Sedimentary fractionation between Al, Ti and Zr and genesis of strongly peraluminous granites // Journ. Geology. 1994 Vol. 102. № 4. P. 411—422.
16. Manikyamba C., Balaram V., Nagvi S.M. Geochemical signatures of polygenetic origin of banded iron formation (BJF) of Archean Sandur greenstone belt (schist belt), Karnataka nucleus, India // Precambrian Research. 1993. Vol. 61. № 1—2. P. 137—164.
17. Sugitani K. Geochemical characteristics of Archean cherts and other sedimentary rocks in the Pilbara Block, Western Australia: evidence for Archean seawater enriched in hydrothermally-derived iron and silica // Precambrian Research. 1992. Vol. 57. № 1—2. P. 21—47.

УДК 552.321

© В.С.Шкодзинский, А.Н.Зедгенизов, 2004

Природа особенностей состава кислых магматических пород в различных геодинамических обстановках

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ, А.Н.ЗЕДГЕНИЗОВ

В последнее десятилетие широко распространены попытки реконструкции геодинамических обстановок формирования магматических пород по геохимическим особенностям [3, 10 и др.]. При этом природа этих особенностей обычно не обсуждается и остается неизвестной. Часто такие определения не дают четких однозначных результатов: точки составов однотипных по геологическому положению пород на дискриминантных диаграммах попадают одновременно в поля двух или трех геодинамических обстановок или преимущественно в поле обстановки, которая по геологическим данным не могла существовать в регионе в период образования рассматриваемых пород. Например, Главный батолитовый пояс в Верхояно-Колымской орогенной области, который расположен субсогласно тектоническим структурам, имеет признаки образования в конце и после возникновения коллизионной складчатости, не обнаруживает следов интенсивных тектонических деформаций и генетически связан с процессами коллизии [8, 9]. Пояс не имеет признаков опускания под него океанической плиты при формировании как в типичных субдукционных магматических поясах [4], поэтому не может иметь субдукционное происхождение. Тем не менее, на диаграмме Дж.Пирса $Rb-(Nb+Y)$ большинство точек состава его пород (около 75%) попадает в поле

субдукционных магматических пород [10]. Несовпадение оценок геодинамических обстановок по геохимическим и геологическим данным определяет необходимость рассмотрения генезиса различных магматических пород, природы особенностей их состава и степени надежности установления по ним геодинамических условий формирования.

Модель образования геосфер в результате фракционирования глобального океана магмы на ранней и средней стадиях эволюции Земли [8] — высокоэффективная при решении генетических проблем и основанная на новейших планетологических и петрологических данных. В соответствии с этой моделью придонное компрессионное фракционирование океана в период аккреции Земли привело к образованию пород мантии из кумулатов и захороненных в них расплавов магматического океана, что объясняет происхождение главных типов мантийных пород — ультрабазитов и эклогитов. Небольшая глубина раннего магматического океана обусловила интенсивное накопление кремнекислоты в остаточном расплаве при фракционировании и иногда присутствие коэсита и кварца в нижнемантийных эклогитах.

Вследствие постепенного увеличения скорости аккреции и глубины магматического океана состав образую-

щихся при его придонном фракционировании остаточных расплавов эволюционировал от кислых в начале образования мантии до ультраосновных — в конце, в результате чего в океане возникли расслоенности по составу. Увеличение плотности с глубиной, связанное с расслоенностью, препятствовало появлению в нем обширных конвективных потоков при его остывании и после аккреции привело к длительной (до конца протерозоя) кристаллизации магматического океана сверху вниз в результате преимущественно кондуктивных теплопотерь. В период примерно 4,0—1,9 млрд. лет назад происходила кристаллизация и фракционирование верхнего кислого слоя магматического океана с образованием из малодифференцированных магм и кумулатов серых гнейсов и эндебитов, а из остаточных расплавов — различных раннедокембрийских гранитоидов и чарнокитов, состав которых виден на рис. 1. Этот график построен по более чем 300 неопубликованным данным автора и по [5, 6 и др.]. Здесь и далее использованы результаты анализов с суммой 99,50—100,50, содержанием воды (или п.п.п.) менее 0,8 и углекислоты менее 0,3% (массовые доли). Данные породы сформировали большую часть раннедокембрийской кристаллической коры континентов. Это магматическое фракционирование происходило на небольшой глубине (обычно менее 20—30 км), что привело к относительно большой роли в нем процессов отсадки роговой обманки и биотита, содержащих щелочи, и обусловило относительно невысокую щелочность сформировавшихся из остаточных расплавов раннедокембрийских гранитоидов [8].

После значительного затвердевания постааккреционного магматического океана вещество поднимавшихся мантийных плюмов частично плавилось под влиянием декомпрессии и образовало астеносферу, растекание которой под возникшей относительно холодной литосферой континентов сопровождалось формированием в ней зон рифтогенеза [4]. Очаги основных магм, образовавшиеся в этом веществе вследствие декомпрессионного переплавления экологитов начинали кристаллизоваться и фракционировать под влиянием теплоотдачи в литосферу с образованием из кварцнормативных магм кислых остаточных расплавов. Вследствие обычно значительной мощности континентальной литосферы (от 30—50 км под рифтами до

250—300 под древними кратонами [4]) глубина протекания этих процессов магматического фракционирования была чаще всего очень большой, что привело к устойчивости и отсадке в них граната, выносившего глинозем из магм и обусловившего интенсивное накопление щелочей в остаточных расплавах. Это подтверждает обычно высокую щелочность кислых магматических пород зон рифтогенеза.

В зонах субдукции под островными дугами и активными континентальными окраинами фракционирование астеносферных очагов основных магм происходило вследствие их охлаждения под влиянием опускающейся холодной океанической плиты [8]. Мощность литосферы в зонах субдукции в среднем значительно меньше, чем в зонах рифтогенеза (30—50 км под островными дугами, 100—150 км под окраинами континентов [4]). Поэтому фракционирование здесь наблюдалось чаще всего на меньшей глубине и привело к образованию в среднем менее щелочных кислых магматических пород.

Как показал анализ, выполненный на примере образцов Верхояно-Колымской орогенной области [8], коллизионные граниты обычно возникали в результате фрикционного разогрева при тектонических деформациях и декомпрессионного плавления при подъеме наиболее кислых ортопород кристаллической континентальной коры. Глубина протекания этих процессов и формирования раннедокембрийских гранитоидов была близкой и относительно небольшой, что является причиной в среднем значительно меньшей щелочности коллизионных гранитоидов по сравнению с рифтогенными и субдукционными.

Таким образом, главная причина специфики химических составов магматических пород различных геодинамических обстановок — различный уровень глубинности магматического фракционирования при формировании исходного вещества магм — низкий и средний для раннедокембрийских и коллизионных магматитов, средний и повышенный — для субдукционных, средний и высокий — для рифтогенных магматических пород. Важное значение имеет и степень фракционирования исходного вещества, что видно на рис. 2, где также как и на рис. 1, за показатель фаций глубинности и давления при фракционировании принята величина коэффициента глиноземистости $K_{Al} = (Al - 2Ca)/(Na + K)$, являющегося обратной величиной коэффициента агапитовости в безанортитовой составляющей магматических пород. Для построения графика использованы данные автора (более 200) и около 300 из работ [1, 3, 4, 6 и др.]. Исключение из рассмотрения анортитовой составляющей позволяет оценить величину щелочности кислых магматических пород и связанную с ней глубинность фракционирования при формировании исходного вещества почти независимо от их основности, что повышает достоверность получаемых результатов [9]. В качестве показателя степени фракционирования принято массовое SiO_2/CaO . Его использование обусловлено тем, что при фракционировании кислых магм содержание кремнекислоты в остаточных расплавах обычно перестает расти при достижении 76% и в дальнейшем в них уменьшается в основном содержание извести и магнезии. На рис. 2 примерно выделены по три фации глубинности и степени фракционирования при формировании исходного вещества кислых магматических пород: низкая, средняя и высокая.

Раннедокембрийские и коллизионные гранитоиды расположены в верхней части рис. 2, субдукционные — в средней, а кислые магматические породы зон континен-

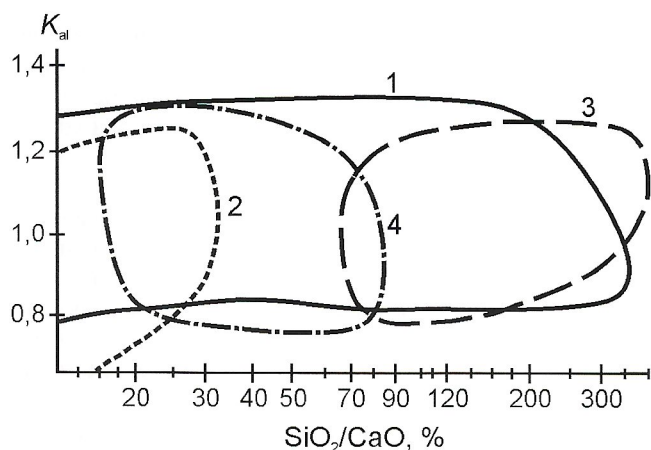


Рис. 1. Зависимость $(Al - 2Ca)/(Na + K) - SiO_2/CaO$ в раннедокембрийских гранитоидах Алданского щита:

1 — гранито-гнейсы; 2 — эндебиты и серые гнейсы; 3 — аляскиты; 4 — чарнокиты и граниты

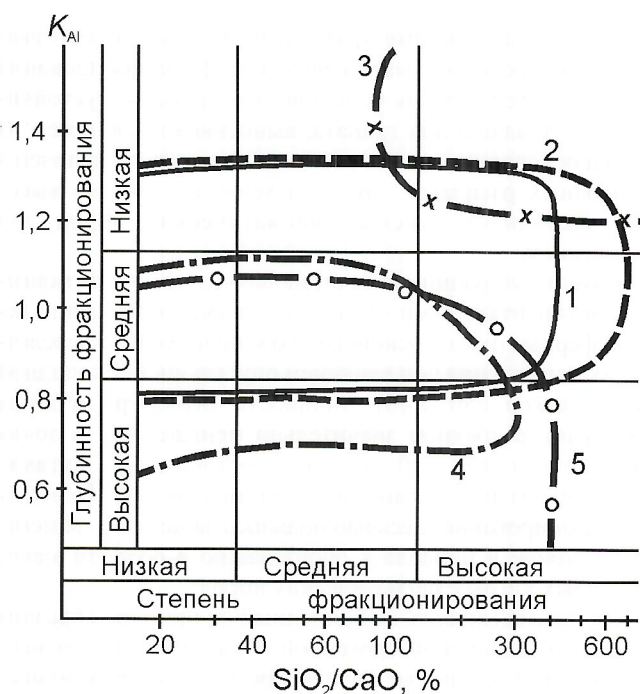


Рис. 2. Соотношение $(Al-2Ca)/(Na+K) - SiO_2/CaO$ в гранитоидах различных геодинамических обстановок и фации их глубинности и степени фракционирования:

обстановки формирования гранитоидов: 1 — раннедокембрийские, 2 — коллизионные, 3 — коллизионные редкометалльные, 4 — субдукционные, 5 — континентальных рифтов

тального рифтогенеза — в средней и нижней, что подтверждает средний рост глубинности при процессах их образования и большую зависимость от глубинности коэффициента глиноземистости. Поля раннедокембрийских и коллизионных гранитоидов совпадают по их глиноземистости, что согласуется с моделью возникновения последних путем декомпрессионно-фрикционного переплавления наиболее легкоплавких пород континентальной кристаллической коры. На основании близости составов часто предполагается коллизионное происхождение многих раннедокембрийских гранитоидов [7 и др.]. Такое предположение не согласуется с отсутствием в раннедокембрийских гранитоидах типичного для коллизионных областей богатого оловянного, вольфрамового, полиметаллического и золотого оруденения, с присутствием среди коллизионных гранитов более дифференцированных разностей (см. рис. 2) и указывает на специфичность обстановки раннедокембрийского гранитообразования. По разработанной модели эта специфичность заключается в существовании в то время кристаллизующегося всеземного слоя кислого расплава (геодинамическая обстановка зарождающихся тонких пластичных коровых плит). Отсутствие богатого гидротермального оруденения в связи с наиболее древними гранитоидами обусловлено высокими температурой и давлением в газовой-паровой оболочке и поэтому подавленностью процессов эманационной и геохимической дифференциации при кристаллизации данных пород [8].

Коллизионные гранитоиды унаследовали состав раннедокембрийских пород и иногда подвергались дополнительным процессам внутрикамерного фракционирования, что является причиной присутствия в них более дифференцированных разностей. Особенность коллизионных грани-

тоидов заключается также в образовании на поздних стадиях их становления небольших тел очень высокоглиноземистых обычно редкометалльных часто высокофтористых лейкогранитов (см. рис. 2, верхнее правое поле). Фракционирование обусловлено широкой устойчивостью и отсадкой при малоглубинном фракционировании в средних и частично кислых расплавах роговой обманки, для которой характерна наиболее низкая величина коэффициента глиноземистости всего 0,5. Поэтому ее фракционирование приводило к быстрому росту глиноземистости остаточных расплавов. Достигнув величины в расплавах более 1, отсадка любых малоглубинных минералов сопровождалась ростом глиноземистости, т.к. этот коэффициент в биотите и полевых шпатах примерно равен 1. Повышенное содержание в роговой обманке по сравнению с ромбическим пироксеном и биотитом Fe_2O_3 , Na_2O и CaO обуславливает значительный вынос этих компонентов из остаточного расплава при фракционировании, что приводит обычно к пониженной окисленности железа в высокоглиноземистых гранитоидах, отсутствию в них магнетита, широкому распространению ильменита, их низкой известковистости и преобладанию калия над натрием [8, 9].

Для субдукционных кислых магматических пород, кроме значительной щелочности, характерны в среднем повышенное содержание MgO (в среднем 1,04%, тогда как в коллизионных гранитоидах оно равно 0,62%, во внутриплитных — 0,2%), CaO (соответственно 3,0; 1,41 и 0,68%) и низкое содержание K_2O (2,48; 4,53 и 4,75 %), Rb (75; 461 и 292 г/т), Nb (8,2; 227,1 и 110,2 г/т) и Ta (0,89; 4,56 и 11,09 г/т) [3], а также пониженная степень фракционированности их наименее щелочных разностей (см. рис. 2), что связано с образованием субдукционных магм в результате фракционирования бедных калием и рубидием и высокозарядными элементами толеитовых магматических очагов [8] в астеносфере. Среди субдукционных щелочных пород встречаются более дифференцированные разности, образовавшиеся при пониженной скорости остывания наиболее глубинных магматических очагов.

Кислые магматические породы континентальных рифтов — в среднем щелочные и дифференцированные и поэтому часто содержат много расплавофильных элементов и мало расплавофобных. Особенно часты в них высокие содержания легких редких земель, что связано с большой ролью процессов отсадки граната при глубинных процессах фракционирования. Данный минерал содержит минимальное количество этих элементов по сравнению с клинопироксеном [2, 8], поэтому его отсадка приводила к быстрому накоплению легких редких земель в остаточных расплавах.

Как иллюстрирует рис. 2, поля глубинности формирования исходного вещества гранитоидов главных геодинамических обстановок сильно перекрываются. Отсюда следует, что на дискриминантных диаграммах поля составов этих пород в общем случае также должны сильно перекрываться и вряд ли можно найти такие показатели, которые четко разграничивали бы эти поля. Более того, возможны случаи, когда большинство точек состава магматических пород могут попадать в поле геодинамической обстановки, в которой они не формировались. Содержание каждого элемента в кислых магматических породах определяется не только глубинностью, но и степенью фракционирования при формировании расплавов. По этой причине в быстро затвердевавших магматических породах, в которых не

происходили процессы внутрикамерного фракционирования, содержания элементов в наиболее кислых магматитах будут отличаться от таковых в породах сильно дифференцированных серий той же геодинамической обстановки, что также может привести к размещению точек их состава в несвойственных им полях. С этим связано упоминавшееся размещение большинства точек состава коллизионных гранитоидов Главного батолитового пояса Верхояно-Колымской орогенной области в поле субдукционных гранитоидов на диаграмме Дж.Пирса Rb–(Nb+Y) [10]. Особенность большинства этих гранитоидов — относительная низкотемпературность магм, которая приводила к их высокой вязкости в малоглубинных условиях и отсутствию или небольшому проявлению процессов внутрикамерного фракционирования [9]. По этой причине в них не проявлялись процессы внутрикамерного накопления рубидия в гранитных остаточных расплавах, что обусловило относительно небольшие содержания данного элемента в коллизионных гранитах Главного батолитового пояса и размещение большинства точек их состава в поле субдукционных магматических пород на диаграмме Rb–(Nb+Y).

Таким образом, особенности состава кислых магматических пород в главных геодинамических обстановках определяются преимущественно глубиной и степенью магматического фракционирования при образовании остаточных расплавов и возникших из них субстратов. Эти показатели в различных обстановках частично совпа-

дают, что является причиной значительного перекрытия разных полей составов на дискриминантных диаграммах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. Магматические горные породы. Кислые и средние породы. — М: Наука, 1984.
2. Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И. и др. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. — М: Наука, 1988.
3. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. № 4. С. 363—380.
4. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин Л.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. — Новосибирск: ГЕО, 2001.
5. Дук В.Л., Куцун В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. — М.: Наука, 1986.
6. Кратц К.О., Хильтова В.Д., Буйков А.М. Древнейшие гранито-гнейсы: состав, метаморфизм и условия образования // Природные ассоциации серых гнейсов. — Л.: Наука, 1984.
7. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3—21.
8. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. — Якутск, 2003.
9. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., А.А.Сурнин. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
10. Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. № 2. P. 167—170.

УДК 552.321.1 (571.56)

© А.И.Зайцев, В.А.Трунилина, С.П.Роев, 2004

Магматизм Чаркынского вулcano-плутонического пояса (генетические аспекты)

А.И.ЗАЙЦЕВ, В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ

Чаркынский окраинно-континентальный вулcano-плутонический пояс прослеживается вдоль северо-восточного борта Иньяли-Дебинского синклинория перед фронтом развития гранитоидов Главного пояса. Здесь в зоне региональных разломов картируются изолированные поля вулканитов, субвулканитов и гипабиссальных массивов и дайки. Геологическое строение массивов, петрографический, петро- и геохимический состав магматических пород и геодинамическая позиция вулcano-плутонического пояса рассмотрены нами ранее [12, 13]. Спорными до настоящего времени остаются возрастная позиция субвулканитовых и гипабиссальных массивов, датирующихся ранней, средней, поздней юрой и началом меловой эпохи [6, 11, 12], и генетическая природа материнских расплавов. Решению этих вопросов на основе типоморфных особенностей пород и слагающих их минералов и анализа Rb-Sr изотопных систем и посвящена настоящая работа.

Типоморфные особенности состава магматических образований. В вулканогенных образованиях Чаркынского вулcano-плутонического пояса выделены две свиты суммарной мощностью 250—350 м. В верхней части нижней хангасской свиты наблюдается покров палеотипных базальтов—андезитобазальтов (70—80 м). Верхняя безымянная свита представлена чередованием покровов риолитов, дацитов, андезитобазальтов, андезитов, горизонтов кластолав дацитового и риолит-андезитового состава,

прослоев терригенных пород [12]. Для всех эффузивных пород характерна пироксен-амфиболовая ассоциация темноцветных минералов при резко подчиненной роли биотита.

Типоморфные особенности состава минералов вулканитов обеих свит близки. В базальтах и андезитах пироксены представлены магнезиальным диопсидом и эндиопсидом, железистость которых f_{12} —15%; в более кислых породах — высококальциевым авгитом f_{34} —42% и магнезиально-железистым ортопироксеном f_{48} —50% с повышенными содержаниями Cr_2O_3 до 1% и чермакитовой молекулы. Первичный амфибол практически полностью актинолитизирован и состав его не установлен. В условиях низких давлений кристаллизовались вкрапленники магнезиально-железистого биотита (f_{40} —41%), близкого к биотитам производных габбро-гранитоидных серий мантийно-коровой природы (рис. 1). Для пород характерна высокотемпературная ассоциация акцессорных минералов: самородный кремний (или SiC), самородное железо (до 2,5% Si и 0,5% Cr); сложные оксиды FeSi (до 25,7% SiO_2 , 3,88% Al_2O_3 и 0,15% Cr_2O_3); гранат с содержанием пиропового минала (Py) до 29% в основных и до 23% в кислых породах; хромсодержащий магнетит; практически лишенный примесей циркон ($\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2 = 91$ —57); Cl-апатит и F-апатит с повышенной концентрацией Cl, La, Ce, Y. В андезитобазальтах и андезитах отмечены единичные крупные

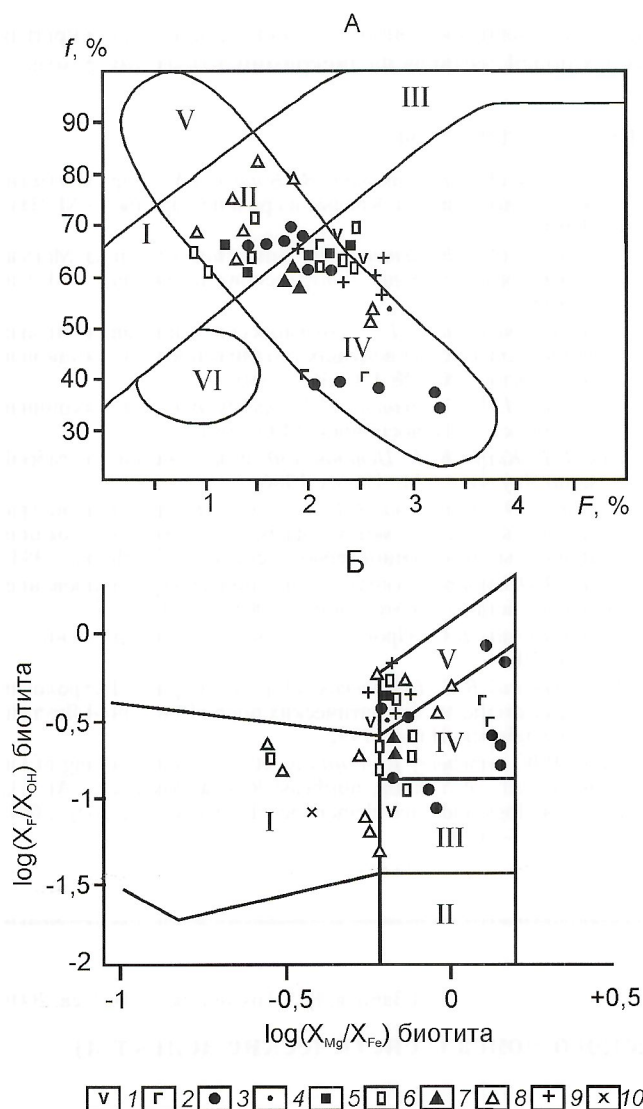


Рис. 1. Соотношение в биотитах магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса:

железистости и фтористости — А, $F/OH—Mg/Fe$ — Б; вулканыты свит: 1 — хангасской, 2 — безымянной; массивы: 3 — Южный Хангасский, 4 — Безымянный, 5 — высота 789 м, 6 — Наледный; субвулканические тела бассейнов рек: 7 — Муочунья, 8 — Онхох; 9 — Северный Хангасский массив; 10 — дайки риодацит-порфиров; поля диаграмм: А [1] — I, II, III — биотиты производных диорит-гранитных и IV, II, V — габбро-гранитных серий; VI — мантийных магм; Б [15] — биотиты производных расплавов: I — по морским метаосадкам, II — первично-океанических, III—IV — корово-мантийных и мантийно-коровых, V — высокодифференцированных коровых анатектических

зерна катаклазированного ксеногенного кварца и их срastания с гранатом альмандин-гроссулярового состава (66—69% Gross), соответствующим гранатам гранулитов или кварцевых эклогитов [2].

В целом особенности минерального состава вулкани-тов Чаркынского вулcano-плутонического пояса свиде-тельствуют об основном составе исходного расплава и контаминации его нижнекоровыми субстратами. Вместе с тем, присутствие в породах реликтов аномально магни-зальных клинопироксена и оливина ($f3—5\%$), соответст-вующих этим минералам ультраосновных парагенезисов, указывает на вероятную роль в процессе магмогенерации

мантийного диапира, подъем которого мог инициировать плавление основных нижнекоровых субстратов.

Среди субвулканических и гипабиссальных образова-ний по составу и возрасту выделены две группы: 1) суб-вулканические тела и дайки гранодиорит- и дацит-порфи-ров, массивы и дайки кварцевых диоритов, андезитовых и кварцевых диоритовых порфиров; 2) более молодые субвулканические массивы и дайки гранит- и риолит-по-рфиров [12].

Породы группы 1 характеризуются пироксен-амфи-бол-биотитовой ассоциацией темноцветных минералов. В порядке снижения температуры от 1240 до 980°C (расчет по [8]) кристаллизовались: эндиопсид, переходящий в диопсид и салит ($f9—21\%$), высококальциевый авгит ($f29,4—42,4\%$), авгит ($f22,7—51\%$), магнизиально-желе-зистый пижонит и ортопироксен ($f55—56\%$). Все пироксе-ны с повышенными содержаниями чермакитового минала и по составу отвечают минералам основных пород конти-нентов [13]. Как и в вулканитах, отмечены единичные кор-родированные зерна аномально магнизиального диопсида ($f3,1\%$) ультраосновных парагенезисов.

При давлении 800—650 МПа и температуре 920—880°C [13] пироксены замещаются умеренножелезистым ($f42—44\%$) паргаситом или роговой обманкой с отклоне-нием к паргаситу. По высокой глиноземистости (Al_2O_3 11,7—12%) этот амфибол относится к мезоабиссальной модификации. По мере подъема расплава и снижения тем-пературы он сменяется обыкновенной умеренножелезист-ой ($f55—56\%$) роговой обманкой. Все амфиболы харак-теризуются повышенными содержаниями чермакитового минала (5—12%), что типично для амфиболов магмати-ческих пород активных континентальных окраин [14]. Би-отит кристаллизуется в основном в близповерхностных условиях (TiO_2 3,1—5,6%, $f38—64\%$) и соответствует та-ковому пород габбро-гранитных ассоциаций или мантий-но-коровых и коровых образований (см. рис. 1).

Одновременно с клинопироксеном кристаллизуются вкрапленники граната, содержание которого в андезитах 3—5%. По составу минерал отвечает пироп-альмандину (до 32% Py), обычному для производных нижнекоровых андезитоидных расплавов [4, 10]. Присутствуют также оплавленные и резорбированные зерна реститового грос-суляра. Из акцессорных минералов характерны: титано-магнетит (до 18% TiO_2 и до 1,34% Cr_2O_3); сложные оксиды $FeSi$ (до 13% SiO_2 , 2,7% Al_2O_3 и 0,3% Cr_2O_3); единичные зерна самородного железа (до 4,1% Cr_2O_3 и 3,37% SiO_2) и хромпикотита; Cl-апатит (до 1,1% Cl), идентичный апати-там производных базальтовых и андезитовых расплавов (рис. 2), и F-апатит с повышенным содержанием Cl (до 0,5%), отвечающий апатитам производных андезитовых расплавов; циркон с широко изменяющимися (от «габбро-вых» до «гранитных») значениями ZrO_2/HfO_2 (90—31). Его высокотемпературные генерации практически беспри-месны, а в низкотемпературных фиксируются значимые концентрации U_2O_3 , Y_2O_3 и Yb_2O_3 .

В целом, рассмотренная специфика составов минералов магматических пород первой группы свидетельствует о кристаллизации их из высокотемпературного маловодного основного расплава.

Для дацитов, риодацитов и их полнокристаллических аналогов группы 2 характерна амфибол-биотитовая ассо-циация. В риолит- и гранит-порфирах из темноцветных минералов чаще присутствует только биотит. Амфибол в

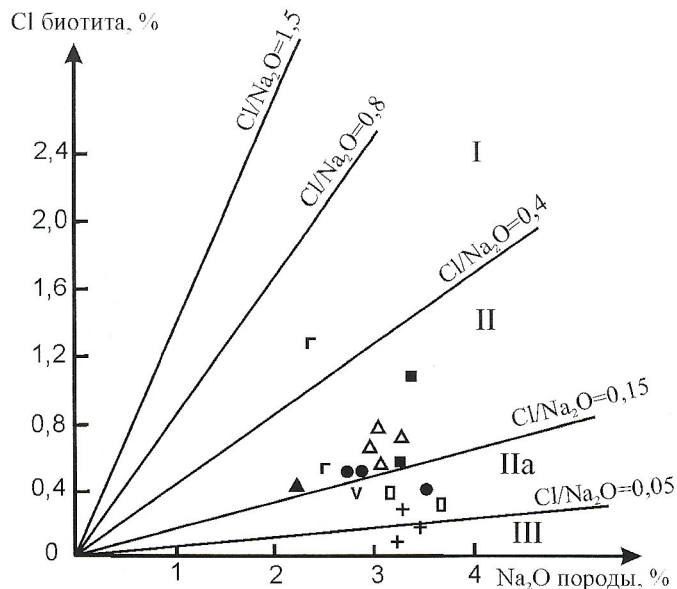


Рис. 2. Соотношение Cl в апатитах и Na₂O в содержащих их магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса:

поля диаграммы расплавов [1]: I — апатиты производных базальтовых и андезитобазальтовых, II и IIa — андезитовых, III — палингенных гранитоидных; остальные усл. обозначения см. рис. 1

породах группы 2 кристаллизовался в широком диапазоне давления (580—140 МПа) и температуры (900—760°C) и представлен магнезиально-железистой (*f* 43—52%) роговой обманкой (отклонение к эдениту в ранней генерации) [13]. Биотит более железистый (*f* 50—65%) и отвечает по составу биотитам мантийно-коровых и коровых образований пород габбро-гранитных серий (см. рис. 1). Пироксен (авгит с *f* 35% и салит *f* 28—29%) наблюдается только в реликтах. В риодацит-порфирах одного из субвулканов Оньохской группы встречены единичные корродированные зерна магнезиального (*f* 10—15%, Cr₂O₃ 0,16—0,22%) оливина. Расчетная (по [9]) температура его кристаллизации аномально высокая (1336—1442°C), минерал, скорее всего, реститовый.

В акцессорной фракции преобладают гранат альмандинового состава (0—8% Py), характерный для производных коровых сиалических расплавов, генерировавшихся в пределах гнейсо-амфиболитовых субстратов [4, 9]; низкотемпературный апатит с низким содержанием Cl (не более 0,22%) и повышенными Ce₂O₃, La₂O₃, Y₂O₃ (в сумме до 0,9%), отвечающий апатитам производных умеренноводных сиалических расплавов (см. рис. 2); низкотемпературные модификации магнетита и ильменита. Вместе с тем наблюдаются корродированные зерна пироп-альмандина (20—12% Py), близкого по составу гранатам пород группы 1, высокотемпературный апатит (Cl до 0,43%, MnO 0,12—0,26%), замещенные зерна титаномagnetита, сложные оксиды FeSi (SiO₂ 4,1—17,7%, Al₂O₃ 0,8—1,9%, Cr₂O₃ 0,16—0,3%), единичные зерна самородного железа. Циркон обладает изменяющимися (от «габбровых» до «гранитных») значениями ZrO₂/HfO₂ (78—38).

Выявленные типоморфные особенности пороодообразующих и акцессорных минералов пород второй группы свидетельствуют, с одной стороны, о кристаллизации их из умеренноводного корового сиалического расплава, а с

другой, о генетической взаимосвязи с более ранними производными основного расплава.

Петро- и геохимические особенности магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса детально рассмотрены нами ранее [12, 13]. Все магматические образования этого пояса формируют непрерывную серию с ведущей ролью пород среднего и кислого составов и закономерным ростом во времени их калиевой щелочности. По идентификационным петро- и геохимическим параметрам все они однозначно трактуются как производные окраинно-континентального магматизма. От магматических образований Уяндино-Ясачненского палеоостроводужного вулcano-плутонического пояса, расположенного восточнее, их отличают более высокие содержания Ba, Sr, Li, Rb, K и легких лантаноидов. На диаграмме La/Yb—Sc/Ni (рис. 3) точки составов магматических пород Чаркынского пояса образуют поле, вытянутое вдоль оси La/Yb в области низких Sc/Ni, тогда как магматические породы Уяндино-Ясачненского пояса при низких и умеренных значениях La/Yb обычно обладают более высокими значениями Sc/Ni. Чаркынские по этим параметрам занимают промежуточное положение между магматическими образованиями континентальных (энсиалических) островных дуг и активных континентальных окраин андийского типа, тогда как уяндино-ясачненские полностью соответствуют палеоостроводужным образованиям. По соотношениям Sr—Rb/Sr породы группы 1 соответствуют

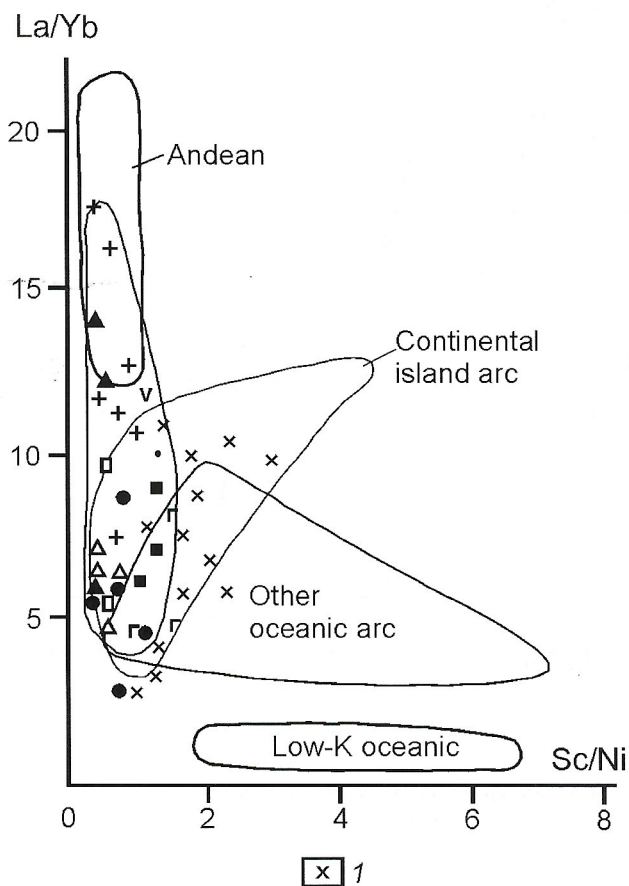


Рис. 3. Соотношение La/Yb—Sc/Ni в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса:

1 — вулканы северо-восточной ветви Уяндино-Ясачненского пояса; поля диаграммы по [17]; остальные усл. обозначения см. рис. 1

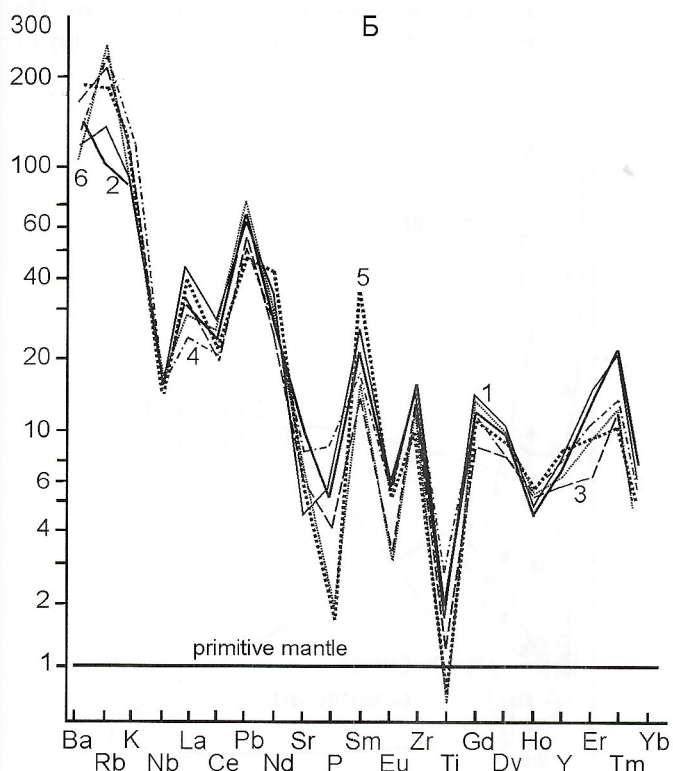
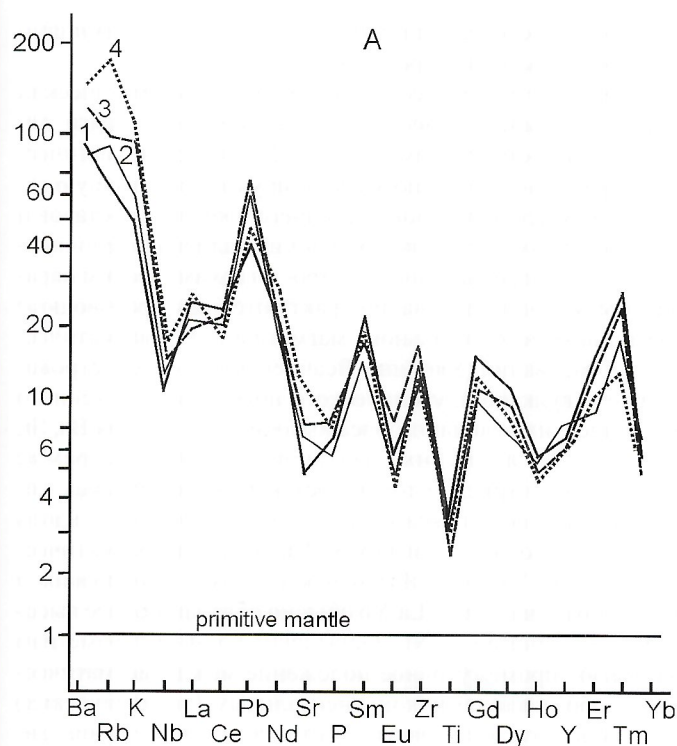


Рис. 4. Спайдер-диаграмма средних содержаний элементов в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса. Нормировано к примитивной мантии [16]:

А: 1 — андезитобазальты хангасской свиты; 2 — андезиты безымянинской свиты; 3 — андезиты Южного Хангасского массива; 4 — диориты Наледного массива; Б: 1 — гранит-порфиры Безымянного массива; 2 — гранодиорит-порфиры массива высоты 789 м; дациты—риодациты бассейнов рек: 3 — Муочунья, 4 — Оньох; 5 — гранит-порфиры Северного Хангасского массива; 6 — дайки риолит- и риодацит-порфиров

производным корово-мантийных и мантийно-коровых расплавов, 2 — мантийно-коровых и коровых. Построения по методу АТМ (соотношение в породах Al, Mg, Ti, [6]) показывают, что первые представляют дифференциаты базальтоидного, вторые — сиалического расплава [12, 13]. Сочетание петро- и геохимических параметров пород и их минералогических особенностей позволяет сделать вывод, что расплавы, материнские для субвулканических и интрузивных пород андезитодацитового состава (группа 1 массивов), генерировались в нижнекоровых субстратах основного состава под влиянием глубинных источников, а расплавы, материнские для магматических пород дацит-риолитового состава (группа 2 массивов) — в более высоких горизонтах коры.

Этот вывод подтверждается и характером распределения элементов на спайдер-диаграммах (рис. 4). Тренды умеренно дифференцированные с величинами $(La/Yb)_N$ 2,4—8,2; $(La/Sm)_N$ 0,8—1,4; $(Gd/Yb)_N$ 1,1—3,3. На них наблюдаются отрицательные аномалии Nb и Ti и положительные Pb, все более выраженные с переходом от вулканитов к субвулканическим и интрузивным породам групп 1 и далее 2. Это указывает на существенную роль коровых источников при магмогенерации и ее возрастание в процессе эволюции магматизма. По соотношениям $(La/Yb)_N$ — $(Yb)_N$ (рис. 5) вулканиты и магматические породы группы 1 соответствуют производным расплавов, генерированных в нижнекоровых субстратах основного состава, тогда как породы субвулканов риодацит-риолитового состава группы 2 соответствуют производным сиалических верхнекоровых расплавов. Присутствие в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса аномально магнезиальных пироксенов и оливинов, высокохромистого самородного железа, самородного кремния (или SiC) позволяет предполагать возможное участие мантийных основных до ультраосновных источников в процессах магмогенерации (подъем мантийного диапира в нижние горизонты коры и инициирование под их воздействием плавления нижнекоровых амфиболитов).

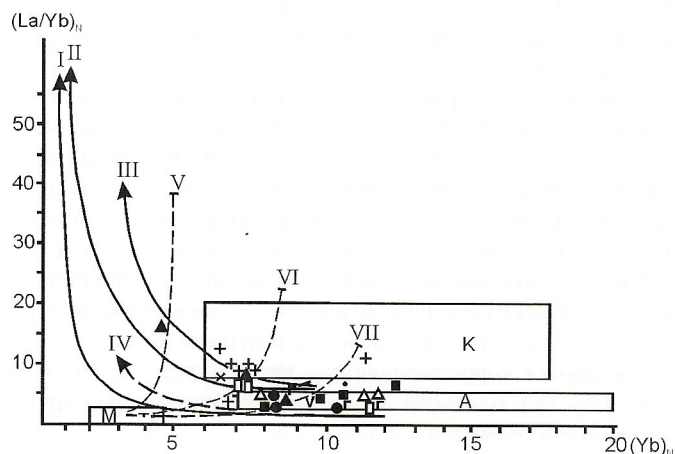


Рис. 5. Соотношение $(La/Yb)_N$ — Yb_N в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса:

М — верхняя мантия, К — верхняя континентальная кора, А — амфиболиты (базальтоиды) континентальной коры; тренды плавления: I — кварцевого эклогита, II — гранатового амфиболита, III—IV — амфиболита, V—VII — гранатосодержащей мантии; остальные усл. обозначения см. рис. 1

Изотопный состав магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса

Образец	Порода	⁸⁷ Rb мкг/г	⁸⁶ Sr мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Северный Хангасский массив ¹					
Ф-4055/2	Гранит-порфир	33,6762	12,5506	2,6534	0,7186
Ф-4055/3		34,7439	10,8116	3,1766	0,7196
Ф-4055/4		35,0786	9,1273	3,7991	0,7207
Ф-4055/5		37,3738	8,4091	4,3933	0,7217
Южный Хангасский массив ²					
Ф-4057	Кварцевый диорит-порфир	23,5631	18,2705	1,2748	0,7132
Ф-4057/1		22,7854	19,8762	1,1332	0,7128
Ф-4057/2		28,1302	19,0948	1,4562	0,7135
Ф-4057/3		29,1899	18,5205	1,5580	0,7139
Ф-4058		26,8271	19,5537	1,3562	0,7131
T-2012/1	Дациандезит	22,4266	18,0699	1,2268	0,7131
T-2012/2		23,0334	17,3777	1,3102	0,7131
T-2012/3		27,5083	19,4038	1,4014	0,7131
T-2012/3		25,8066	18,2392	1,4015	0,7137
Ф-4057/4		5,3929	18,4929	0,2883	0,7099
Безымянный массив ³					
T-2015/3	Гранодиорит-порфир	24,4205	14,6751	1,6449	0,7136
T-2015/4		23,0887	17,9478	1,2716	0,7129
T-2015/5		26,0579	17,2350	1,4945	0,7133
T-2015/6		24,9176	21,3206	1,1553	0,7127
Безымянный массив ⁴					
T-2014/1	Микрогранит-порфир	30,0595	8,8858	3,344	0,7168
T-2014/2		26,6081	10,0968	2,6050	0,7154
T-2014/4	Риодацит-порфир	24,4545	12,9516	1,8644	0,7140
T-2014/5		14,0971	12,2056	1,1417	0,7128
T-2014/7		21,5833	13,4972	1,5807	0,7135
T-2014/9		3,6241	3,1374	1,1418	0,7130
Выход Горбы ⁵					
Ф-4059/1	Андезит	16,1817	14,1848	1,1277	0,7143
Ф-4059/5		8,7958	18,6041	0,4674	0,7127
Ф-4060		20,3942	14,5974	1,381	0,7148
Наледный массив ⁶					
O-17/1	Микродиорит	21,7852	18,7432	1,1489	0,7128
O-17/2	Дациандезит	21,4399	18,7546	1,1300	0,7126
O-17/3		19,0700	19,2511	0,9792	0,7124
O-18/1		28,6855	16,4739	1,7212	0,7137
O-18/2		33,7970	14,7132	2,2706	0,7158
Субвулкан дацитов бассейна р.Муочунья ⁷					
P-610/4	Дацит	36,5842	11,9232	3,0330	0,7197
P-611/1		31,2631	11,1322	2,7760	0,7180
P-611/2		44,6848	8,7103	5,0711	0,7230
P-611/3		31,1580	12,9827	2,5246	0,7170
P-611/4		28,4457	19,6469	1,4312	0,7144

Примечание. Rb-Sr изохронный возраст массива: 1 — 125 ± 7 млн.лет, $I_0 = 0,71391 \pm 0,00035$; 2 — 167 ± 32 млн.лет, $I_0 = 0,7101 \pm 0,0008$; 3 — 129 ± 8 млн.лет, $I_0 = 0,71057 \pm 0,00151$; 4 — 125 ± 9 млн.лет, $I_0 = 0,71079 \pm 0,00024$; 128 ± 7 млн.лет, $I_0 = 0,71067 \pm 0,00018$; 5 — 155 ± 28 млн.лет, $I_0 = 0,71178 \pm 0,00043$; 6 — 123 ± 30 млн.лет, $I_0 = 0,7107 \pm 0,00056$; 7 — 166 ± 47 млн.лет, $I_0 = 0,7114 \pm 0,0021$.

Rb-Sr изотопные системы магматических пород. Имевшиеся до настоящего времени изотопные датировки магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса были крайне противоречивы. Так, по данным К-Аг метода (Н.И.Ненашев, ИГ ЯФ СО АН СССР) возраст субвулканических и интрузивных пород группы 1 изменяется от 168 до 112 млн.лет, группы 2 — от 117 до 77 млн.лет. И.Н.Котляр с соавторами (СВКНИИ ДВО РАН, г.Магадан). датирует Южный Хангасский массив Rb-Sr методом по изохроне в 192—194 млн.лет [6], что соответствует середине ранней юры. Таким образом, массив оказывается более древним, чем интродуцируемые им фаунистически охарактеризованные среднеюрские вулcano-осадочные породы.

Для уточнения возрастной позиции и генезиса магматических образований пояса авторы проанализировали Rb-Sr методом серию образцов из различных массивов (см. таблицу). В результате были установлены два возрастных этапа их формирования: 155—167 млн.лет (массивы: Южный Хангасский, Горбы, и дацитовые субвулканы Муочуньской группы) и 123—129 млн.лет (массивы: Северный Хангасский, Безымянный, Наледный). Более древние датировки могут быть более или менее уверенно привязаны к периоду внедрения массивов группы 1. Для пород массива Наледный указанная дата, скорее всего, отражает время преобразования их Rb-Sr систем, так как для образца О-18/2 (дациандезит) получены значения, резко отклоняющиеся от изохронных параметров. При расчете возраста этого образца с учетом первичного изотопного состава стронция, определенного по изохроне, получена оценка в 160 млн.лет, что близко датировкам двух других массивов группы 1. Возраст гранит- и риолит-порфиров массивов Северный Хангасский и Безымянный наиболее вероятно отражает время их внедрения и кристаллизации. На диаграмме $I_0-^{86}\text{Sr}$ точки составов этих массивов формируют

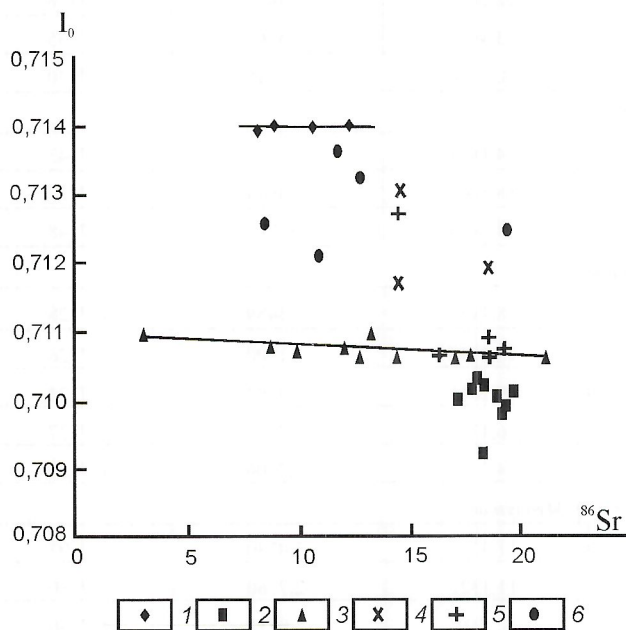


Рис. 6. Диаграмма $I_0-^{86}\text{Sr}$ для субвулканических и интрузивных пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса:

массивы: 1 — Северный Хангасский, 2 — Южный Хангасский, 3 — Безымянный, 4 — Горбы, 5 — Наледный, 6 — субвулкан басейна р.Муочунья

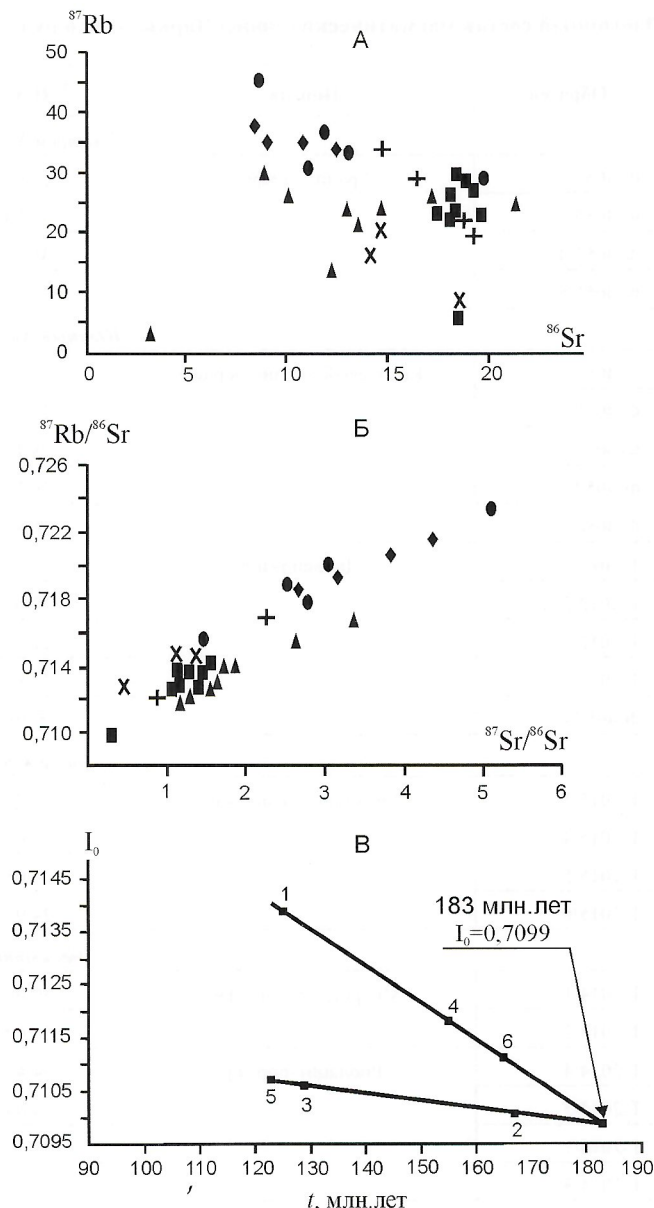


Рис. 7. Соотношение $^{87}\text{Rb}-^{86}\text{Sr}$ (А), изохронная Rb-Sr диаграмма (Б) и диаграмма эволюции первичного изотопного состава Sr (В) в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса:

см. усл. обозначения к рис. 6

два горизонтальных тренда (рис. 6), что свидетельствует об образовании слагающих их пород при фракционной кристаллизации. В то же время, на диаграмме $^{87}\text{Rb}-^{86}\text{Sr}$ (рис. 7, А) образцы Безымянного массива дают широкий разброс данных с некоторой тенденцией к положительной связи между ними. Это не типично для кислых пород, формирующихся при дифференциации расплавов, и свидетельствует об участии флюидов в модификации Rb-Sr систем. Интенсивное постмагматическое преобразование пород массива (грейзенизация и окварцевание) выявлено и при петрографических исследованиях.

Магматические породы Чаркынского вулcano-плутонического пояса характеризуются высокими значениями первичных изотопных отношений стронция (I_0), изменяющимися от 0,7101 до 0,7139 (см. таблицу), что свидетельствует о высокой доле в них радиогенной составляю-

шей и предпочтительно коровой природе их протолитов. Рассчитанные значения I_0 в индивидуальных образцах из отдельных массивов указывают на неравновесный изотопный состав стронция. Так, величина I_0 для пород Южного Хангасского массива 0,7092—0,7102, а Муочуньского — 0,7110—0,7126. Природа этой изотопной неравновесности, вероятно, в первую очередь определяется первичной изотопной гетерогенностью магмоформирующих субстратов, но, возможно, обусловлена и более поздней модификацией Rb—Sr систем пород.

По соотношениям $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Rb}$ (рис. 7, Б) все магматические породы указанного пояса образуют единый эволюционный ряд. На диаграмме в координатах I_0 — t (рис. 7, В) параметры изохрон массивов формируют два четких тренда, которые описываются уравнениями: $I_0=0,712345-0,0000134587\cdot t$ и $I_0=0,722558-0,0000692692\cdot t$. Оба тренда сходятся в точке возрастом 183 млн.лет и $I_0=0,70988$. Эта точка, по-видимому, определяет время начала формирования протоматматической системы региона с фракционированием ее в два резервуара: низкие (0,9486), высокие (4,8789) значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Из них формировались, соответственно, магматические породы массивов первой (Южный Хангасский, Наледный, Безымянный) и второй (Северный Хангасский, Горбы, субвулканы бассейна р.Муочунья) групп. Предварительная модельная обработка параметров Rb—Sr систем всей совокупности магматических образований Чаркынского пояса по методике [5] оценивает возраст их протолита как 280—291 млн.лет, с последующими этапами его модификации 180—200 и 170 млн.лет назад. В геологическом плане формирование протолита для магматических пород пояса совпадает с позднегерцинской стадией образования субокеанических структур региона, а 180—200 млн.лет — в его пределах происходило формирование магматических дуг (Удская, Кони-Мургалская и Алазейская) [11], что привело к модификации регионального протолита и фракционированию в нем Rb—Sr систем с созданием магмоформирующих субстратов. Возникновение магматической системы и первых магматических очагов имело место 170 млн.лет назад в связи с сильной тектонической активизацией в регионе.

Таким образом, проведенный комплекс исследований позволил сделать следующие выводы:

1. Магматические образования бассейна р.Чаркы образуют единый вулcano-плутонический ряд, формировавшийся со средней юры до начала раннего мела.

2. По типоморфным особенностям минералов, специфике петро- и геохимического состава эффузивные породы, а также субвулканические и интрузивные образования андезит-дацитового (диорит-гранодиоритового) состава соответствуют корово-мантийным и мантийно-коровым, материнские расплавы которых генерировались в нижней коре, скорее всего, под воздействием поднимавшегося мантийного диапира. Породы риодацит-риолитового (гранит-лейкогранитного) состава отвечают коровым образованиям, наследующим некоторые черты более глубинного магматизма раннего этапа эволюции.

3. Магматические породы характеризуются высокими и изменяющимися в широких пределах значениями первич-

ных изотопных отношений стронция, что обусловлено главным образом первичной изотопной гетерогенностью магмоформирующих субстратов. Анализ Rb—Sr изотопной системы позволяет предполагать преимущественно коровую природу протолита, начало формирования которого совпадает с позднегерцинской стадией образования субокеанических структур региона. Время возникновения первых магматических очагов Чаркынской магматической системы определено в 170 млн.лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 03-05-96079р2003Арктика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. — М.: Недра, 1986.
2. Великославинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105. Вып. 1. С. 48—58.
3. Джан Б. М., Чжан З. К. Радиометрический возраст (Rb—Sr, Sm—Nd, U—Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. 1987. С. 250—284.
4. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. № 5. С. 208—211.
5. Зайцев А.И. Моделирование этапов изотопной модификации мантии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 137—142.
6. Котляр И.Н., Жуланова И.А., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. — Магадан, 2001.
7. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. — Петрозаводск, 2001.
8. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1196—1199.
9. Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косыкова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестник МГУ. Сер. геол. 1982. № 4. С. 3—26.
10. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.И. и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов / Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. — М.: Наука, 1977. С. 197—235.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. Трунилина В.А., Ю.С. Орлов Ю.С., Роев С.П. Состав магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса и его геодинамическая позиция // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 137—147.
13. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Петрология магматических пород окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов Северо-Востока Верхояно-Колымской орогенной области / Вулканизм и геодинамика. — Екатеринбург, 2003. С. 438—442.
14. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — М.: Недра, 1989.
15. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supracrustal. In: thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy, Michigan. 1987. Vol. 17. P. 235—321.
16. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. P. 219—228.
17. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. — London, 1995.

Характер становления базитов в Накынском кимберлитовом поле Якутии

М.Д.ТОМШИН, А.И.ЗАЙЦЕВ, А.Л.ЗЕМНУХОВ, А.Г.КОПЫЛОВА

Накынское кимберлитовое поле (Ханья—Накынское междуречье), приуроченное к Вилуйско-Мархинской зоне разломов, характеризуется уникальным сообществом базитового и кимберлитового магматизма и является объектом пристального внимания многих исследователей [1, 2, 4—6, 11, 13, 15, 16]. В тоже время многие вопросы состава магматитов, последовательности их формирования, возрастные рубежи становления и аспекты их генезиса по-прежнему остаются дискуссионными. Особенно проблематично происхождение эксплозивных брекчий [5, 15]. Новые данные, полученные по магматитам поля, наряду с анализом предыдущих исследований, позволили обосновать схему тектоно-магматического развития района.

Трубки кимберлитов, силлы, дайки и секущие тела базитов неопределенной морфологии Накынского кимберлитового поля прорывают терригенно-карбонатные породы раннего палеозоя и перекрыты терригенными отложениями юры. В ксенолитах осадочных пород из кимберлитов определены силурийские брахиоподы, конодонты раннего и среднего ордовика, раннего силура и девона [17], что дает основание говорить о послераннедевонском возрасте кимберлитов. Подавляющая часть долеритов поля, относящихся к Вилуйско-Мархинскому дайковому поясу, внедрилась до кимберлитов. Зафиксирован случай, когда одна из даек срезается кимберлитами трубки Нюрбинская [15]. Базиты щелочной (калиевой) специализации следующего этапа магматизма интродуцируют кимберлиты, докимберлитовые микро- и габбро-долериты и сами составляют значительную долю обломочного материала в эксплозивных брекчиях [15], формированием которых завершается цикл среднепалеозойской тектономагматической активности района. Таким образом, кимберлитовые породы по времени становления занимают промежуточное положение между различными этапами базитового магматизма.

Изотопное датирование пород в целом подтверждает последовательность внедрения магматитов Накынского кимберлитового поля, определенную по геологическим данным, и дает временную оценку рубежей их становления (табл. 1). В данной статье не обсуждается разброс значений возрастов, особенно по долеритам и кимберлитам. Этому будет посвящена самостоятельная работа. Здесь важно подчеркнуть, что по преобладающим датировкам докимберлитовые базиты образовались в интервале 374—387 млн.лет назад, кимберлиты 332—389 млн.лет назад, посткимберлитовые щелочные базиты 321—340 млн.лет назад, а эксплозивные брекции 306—312 млн.лет назад.

Внедрение магматических образований Вилуйско-Мархинской зоны, связанное с формированием в среднем палеозое Вилуйского палеорифта, происходило в обстановке неоднократной смены режима напряжений с преобладающего растяжения на локальное сжатие [3]. В целом для Вилуйско-Мархинской зоны магматическая деятельность начинается со становления силлов и даек, образующих интрузивный комплекс, которая впоследствии сменяется мощными эффузивными излияниями и туффообразованием. В районе Накынского кимберлитового поля

1. Изохронный возраст магматитов Накынского кимберлитового поля

Объекты	Метод определения возраста	Изотопный возраст, млн.лет
<i>Субцелочные габбро-долериты</i>		
Силлы и хонолиты с анортозитовыми габбро-долеритами и протоплагноклазом	K-Ar	374—496
	Rb-Sr	387—423
	Sm-Nd	426
Дайки, секущие интрузии, силлы	K-Ar	349—386
	Ar-Ar	366—386
	Rb-Sr	387
	Sm-Nd	376, 377
<i>Кимберлиты</i>		
Трубка Ботубинская	Rb-Sr	364 [18], 384—448
	Ar-Ar	346—440
Трубка Нюрбинская	Rb-Sr	332 [18], 449
	Ar-Ar	332—1868
<i>Щелочные базиты</i>		
Дайки и секущие тела	Sm-Nd	321, 331
	Ar-Ar	334, 339, 340
Эксплозивные брекции	Ar-Ar	306
	Rb-Sr	312

Примечание: K-Ar и Rb-Sr изотопные определения выполнены в лаборатории масс-спектрометрических методов анализа в ИГАБМ СО РАН; Ar-Ar исследования: по плагиноклазу базитов — в лаборатории изотопных методов исследования ИГ СО РАН, аналитик А.В.Травин (данные авторов); по флогопиту кимберлитов [1], определение изохронного Sm-Nd возраста сделано в ГИ КНЦ РАН (данные М.С.Машака, 2003 г.).

к магматитам данной группы относятся силлы и реже дайки, распространенные в южной и юго-восточной части территории (рис. 1), а также базальты аппаинской свиты, находящиеся в Энердекской петле (р.Марха).

Интрузивный комплекс представлен типичными в петрографическом и геохимическом отношении магматитами Вилуйско-Мархинского дайкового пояса (табл. 2, графы 1, 2), среди которых преобладают призматическо-офитовые габбро-долериты [8, 13]. В моменты локального сжатия при закрытии мажопроницаемых зон и магмоконтролирующих разломов возникают условия, способствующие образованию глубинных промежуточных магматических камер. Один из таких промежуточных очагов, вероятно, формировался на глубине 35—40 км, на границе кора—мантия [9]. Фракционирование толеитового распла-

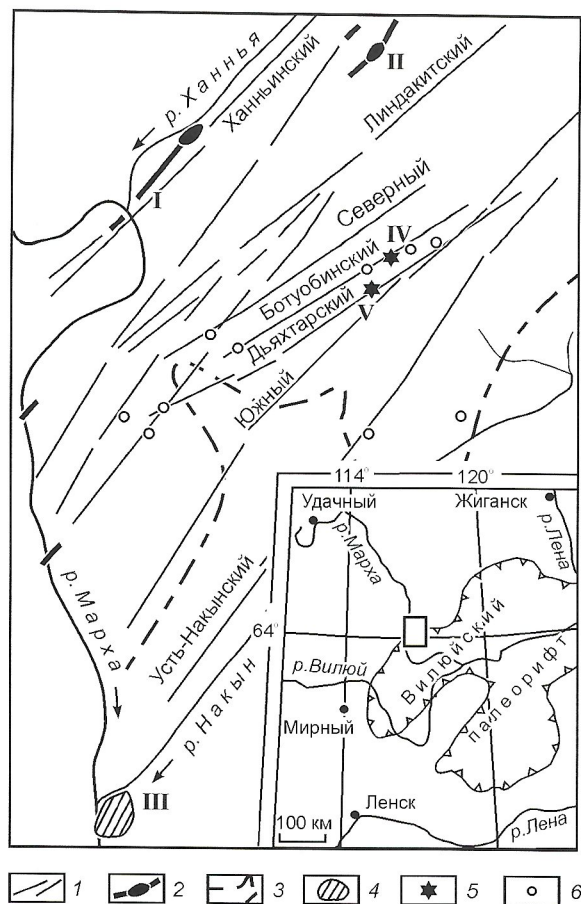


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ханнья-Накынского междуречья. Использованы материалы Ю.Д. Молчанова:

1 — разломы; 2 — дайки, выходящие на поверхность, и венчающие их хонолиты (I — Усть-Ханньянская, II — Линдакитская); 3 — контур погребенных пластовых интрузий; 4 — выходы пластовых интрузий на поверхность (III — Накынская); 5 — кимберлитовые трубки (IV — Нюрбинская, V — Ботубинская); 6 — проявления флюидно-взрывной деятельности в местах распространения щелочных базитов; 7 — район исследований

ва в этой обстановке, в т.ч. и за счет протокристаллизации плагиоклаза, обуславливает в нем высокую глиноземистость, и в последующем, во время становления интрузии, помогает формированию в них анортозитовых габбро-долеритов (см. табл. 2, графа 4). Длительное фракционирование расплава в промежуточном очаге также способствует обогащению его легкоподвижными компонентами, привносимыми трансмагматическим флюидом, продолжающим поступать из областей магомгенерации. Данный флюид обладал, с одной стороны, ярко выраженными восстановительными свойствами, а с другой, поставлял в расплав щелочные элементы и прежде всего калий. Восстановительный характер флюида способствовал переходу ряда элементов в базитовом расплаве в самородное состояние [7]. Именно из расплава, эволюционировавшего таким образом, были сформированы Усть-Ханньянский и Линдакитский интрузивы, дайки и секущие тела, приуроченные к Линдакитскому, Северному, Ботубинскому и Южному разломам (см. рис. 1). Характерная петрографическая черта пород этих интрузивов — протоминералы с преобладанием битовнита. Из таких, обогащенных битовнитом расплавов, возникают горизонты и шилы анорто-

зитовых габбро-долеритов. В петрохимическом отношении долериты названных интрузивов отличаются повышенным количеством оксидов железа, калия, фосфора и пониженным кремнезема (см. табл. 2, графа 3) по отношению к преобладающим в Вилюйско-Мархинской зоне призматически-офитовым габбро-долеритам (см. табл. 2, графа 1). Особо следует остановиться на поведении титана. В этой группе пород его количество увеличивается на 1,5% и более по сравнению с типичным его содержанием в габбро-долеритах Вилюйско-Мархинской зоны, в т.ч. и силах южной части Ханнья-Накынского междуречья (см. табл. 2).

Следующая по времени активизация магматической деятельности в районе отвечает кимберлитообразованию. Кимберлитовые тела (трубки Нюрбинская, Ботубинская и малое кимберлитовое тело Мархинское) находятся на небольшом расстоянии друг от друга и приурочены к кимберлитоконтролирующим дислокациям, слабо выраженным в физических полях [16]. Тела кимберлитов наблюдаются в пространстве, свободном от долеритовых силлов (аналогия с «трапповыми окнами» в Далдыньском и Алакитском районах). Кимберлиты по составу промежуточные между I и II типом, близки к IV подтипу. Они достаточно подробно охарактеризованы в ряде работ [6, 11, 15 и др.].

Последующая тектономагматическая активизация в Ханнья-Накыньском междуречье привела к внедрению даек щелочных базитов, которые локально распространены и расположены кустами. Это предполагает, что на глубине находится несколько или одна материнская магматическая камера, из которой поступал магматический расплав в виде маломощных «прострелов», формировавших дайки и неопределенной морфологии локальные секущие тела щелочных базитов. Щелочные базиты имеют много общих петрографических и петрохимических особенностей состава с докимберлитовыми долеритами, и применение к ним термина «щелочные базиты» здесь достаточно условно. Данный термин был использован с целью подчеркнуть их более высокую щелочность (см. табл. 2, графа 5) по сравнению с докимберлитовыми габбро-долеритами. Магматический расплав, формирующий эти тела, флюидонасыщен, что отражено в их миндалекаменном облике и большом количестве мезостазических участков, выполненных слабонакристаллизованным стеклом.

Появление среди группы тел щелочных базитов монцонитоидов (см. табл. 2, графа 6), аналогичных описанным в Чаро-Синской зоне [10, 14], дало основание [12] предположить для первых подобные условия образования. Петро- и геохимические нюансы щелочных базитов связаны с эволюцией базитового расплава в малоглубинном (не более 20 км) промежуточном очаге (в отличие от более глубинного, из которого образованы интрузии с анортозитовыми габбро-долеритами) [12]. Именно в ходе эволюции базитового расплава в этом очаге увеличилась его флюидонасыщенность и усилилась щелочная (калиевая) специализация, происходило метаммагматическое ощелачивание толеитового расплава. Пульсационное приоткрытие промежуточной камеры способствовало, в т.ч. и формированию сложнотифференцированных интрузий с монцонит-порфирами. Следует подчеркнуть, что монцонит-порфиры как Чаро-Синской зоны, так и в Накынского кимберлитового поля — продукт сложной эволюции толеит-базальтового расплава [10, 12, 14].

Формированием взрывчатых брекчий завершается магматическая активность в районе. В настоящее время остается неясным генезис брекчий и тех процессов, которые привели к их возникновению. Следует обратить внимание на исключительную пространственную и временную связь взрывчатых брекчий с щелочными базитами, по которым они образуются. Состав и особенности этих пород детально рассмотрены в работе [5, 15]. Их становле-

ние сопровождается проявлением активного Mg-K метасоматоза, приводящего к преобразованию щелочных базитов в обломках брекчированных пород в высокомагнезиальные (в отдельных случаях до 9—15% MgO) и ультракальцевые (до 9% K₂O) разности (см. табл. 2, графа 7).

Брекчированию подвергались уже практически консолидированные породы щелочных базитов вместе с вмещающими их осадочными образованиями без видимого переме-

2. Химический состав базитов Накынского кимберлитового поля, %

Оксиды, элементы	Докимберлитовые базиты				Посткимберлитовые базиты		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,63	48,48	47,17	48,46	46,96	56,02	45,88
TiO ₂	2,32	2,31	3,93	3,70	4,30	1,83	3,71
Al ₂ O ₃	14,30	15,32	13,61	15,42	13,20	13,04	13,57
Fe ₂ O ₃	4,36	4,67	4,78	3,55	4,67	3,26	5,27
FeO	8,72	8,07	9,75	9,34	9,66	10,15	5,04
MnO	0,17	0,18	0,15	0,15	0,14	0,18	0,06
MgO	5,86	5,54	5,68	4,26	6,01	2,23	6,06
CaO	9,82	9,03	8,52	9,45	7,51	4,47	4,63
Na ₂ O	2,52	2,77	2,18	2,32	2,13	2,83	0,36
K ₂ O	1,19	1,20	1,73	1,46	2,36	3,77	7,14
P ₂ O ₅	0,29	0,27	0,46	0,46	0,62	0,61	1,13
H ₂ O ⁺	1,80	1,31	1,64	1,31	1,72	0,66	4,05
CO ₂	0,70	0,33	0,16	0,19	0,33	0,51	1,74
S	0,23	0,19	0,19	0,04	0,20	0,26	1,08
F	0,10	0,11	0,08	0,07	0,13	0,05	0,15
Сумма	101,01	99,78	100,03	100,18	99,94	99,87	99,87
n	21	15	50	4	50	31	10
Ni	80	68	87	59	60	36	29
Co	50	45	51	42	36	32	45
Cr	102	65	104	86	71	37	25
V	367	316	375	333	331	180	311
Sc	44	39	40	32	35	32	28
Ba	131	235	271	225	299	903	1222
Sr	222	428	367	480	424	500	356
Zr	116	223	211	—	394	985	265
Y	17	31	24	—	48	120	38
Yb	2	4,4	1,1	—	4,3	9,9	—
Nb	11	23	28	—	48	77	39
n	53	27	56	9	51	4	10

Примечание: 1 — призматически-офитовые габбро-долериты; 2 — таксито-офитовые габбро-долериты; 3 — долериты секущих тел с анортозитовыми габбро-долеритами; 4 — анортозитовые габбро-долериты; 5 — щелочные базиты; 6 — монзонит-порфиры; 7 — метасоматически измененные базиты.

шения обломочного материала. Брекчирование происходило вдоль всякого контакта интрузивов и масштаб его проявления был различен, что выражается в чередовании вдоль контакта брекчированных зон с участками, где этот процесс практически отсутствует. Дезинтеграция пород постепенно затухает внутрь как интрузивного тела, так и вмещающих пород от их общего контакта. Подобное явление подтверждается увеличением размера обломочного материала в ту и другую стороны, с постепенным переходом к слабо дезинтегрированным породам и далее к участкам, разбитым тонкой беспорядочной волосовидной трещиноватостью. В этих же направлениях уменьшается доля цементирующего материала и степень Mg-K метасоматических преобразований.

Флюидальная и плейчатая текстуры эксплозивных брекчий позволяют говорить о том, что вещество, выполняющее роль цемента, поступало вдоль контактовых зон и, прежде всего, по дезинтегрированным породам от корневых частей интрузий. Предполагается, что наиболее вероятным местом формирования и накопления метаматического флюида может быть малоглубинный промежуточный очаг. Легкоподвижные компоненты, в число которых входят также K , CO_2 , H_2 , поднимающиеся из областей магмогенерации, по аналогии с взглядами, изложенными в работах Б.В.Олейникова и А.В.Округина [7, 9], накапливались в головной части промежуточной камеры. Окисление водорода, с одной стороны, повышало температуру, а с другой — увеличивало количество воды. Под воздействием воды и высоких температур из магматического расплава могла происходить экстракция магния в виде $Mg(OH)_2$, а под воздействием CO_2 — оксида кальция. Эта весьма подвижная, химически активная масса, в виде инфильтрационных потоков продвигаясь вдоль контактов интрузивных тел щелочных базитов, производила взрывную работу, метасоматическое преобразование как формирующегося обломочного материала, так и контактирующих с ней незатронутых дроблением базитов. Избыток магния и кальция в системе способствовал возникновению кальцитовых жил и кальцит-доломитовой массы цемента. При понижении температур и формировании высокомагнезиальных гидротермальных растворов наличие свободного кремнезема, который в целом характерен для расплавов основного состава, особенно с щелочным уклоном, благоприятствует образованию халцедона, а также серпентина, талька, хлорита и других магнезиальных слоистых ми-

нералов (в частности сапонита [5]) в цементе эксплозивных брекчий.

Изучение изотопного состава стронция — материала эксплозивных брекчий (табл. 3) показало, что их Rb-Sr система характеризуется изотопно-геохимической гетерогенностью. При этом положительная зависимость между содержаниями Rb и Sr в породах ($r=0,512$) подтверждает их метасоматическую природу. Высокая корреляция ($r=0,958$) между $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ всей совокупности образцов ($n=9$) определяет их Rb-Sr изохронный возраст как 305 ± 65 млн.лет ($I_0=0,70987 \pm 0,00027$, 1σ). Более корректная оценка возраста получена при использовании для расчета 5 образцов (50/47-180, 50/34-162, 50/34-164, 50/34-167, 16/145-272,3) и составляет 312 ± 15 млн.лет ($I_0=0,70990 \pm 0,0007$). Эта датировка достаточно близка полученной Ag-Ag методом для данных пород и отдельным изотопным датировкам щелочных базитов (см. табл. 1). Поэтому она, вероятно, отвечает времени процесса формирования эксплозивных брекчий.

Эксплозивные брекчии по содержанию в них Rb ($0,77—56,7$ г/т) близки к докимберлитовым габбро-долеритам ($12—47$ г/т) и кимберлитам ($14—45$ г/т), но отличаются более низкой, чем щелочные базиты концентрацией элемента (76 ± 40 г/т). В целом для эксплозивных брекчий характерно и более низкое содержание Sr ($59—347$ г/т), чем в габбро-долеритах ($374—550$ г/т) и щелочных базитах (943 ± 1469 г/т). Особенность брекчий — высокое значение первичного изотопного отношения стронция ($0,7096—0,7104$), что резко отличает их от ранних габбро-долеритов (I_0 $0,7054 \pm 0,0002$), щелочных базитов ($0,7071 \pm 0,0013$) и кимберлитов ($0,7060—0,7073$) [2]. Гидротермальный карбонат из прожилка в кимберлитах трубки Ботубинская при содержании Sr (297 г/т), близкого содержанию в эксплозивных брекчиях, имеет относительно более низкое значение изотопного отношения Sr ($0,7089$).

Проведенные ранее исследования [2] показали, что высококальциевая специализация щелочных базитов обусловлена двухстадийным процессом смешения. Повышенная калие-ность щелочных базитов, вероятно, была обусловлена на метаматической стадии обогащением этим элементом исходных расплавов при движении их на уровень становления. Смешение базитовых расплавов с метасоматическим агентом приводило к модификации первичных изотопно-геохи-

3. Rb-Sr изотопные данные для эксплозивных брекчий Накынского поля

Образец	Порода	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
50/47-9	Серпентин-карбонатный цемент	7,5615	18,3683	0,4069	0,7114
50/47-180	Доломит-серпентиновый цемент	13,7083	176,9331	0,0766	0,7102
50/47-173	Доломит	1,1006	8,5616	0,1271	0,7102
50/34-162	Карбонат-серпентин-слюдистый цемент	15,2062	29,069	0,5171	0,7122
50/34-164	Кальцитизированный микродолерит	15,6723	33,6370	0,4606	0,7119
50/34-167	Серпентин-карбонатный цемент	7,1364	20,0123	0,3525	0,7115
16/145-272,3	Серпентин	0,2592	13,5253	0,0189	0,7100
16/145-279,2	Кальцит (жилка)	0,0886	21,8759	0,0040	0,7095
16/145-287,2	Карбонат-серпентиновый цемент	0,2416	5,7194	0,0418	0,7106

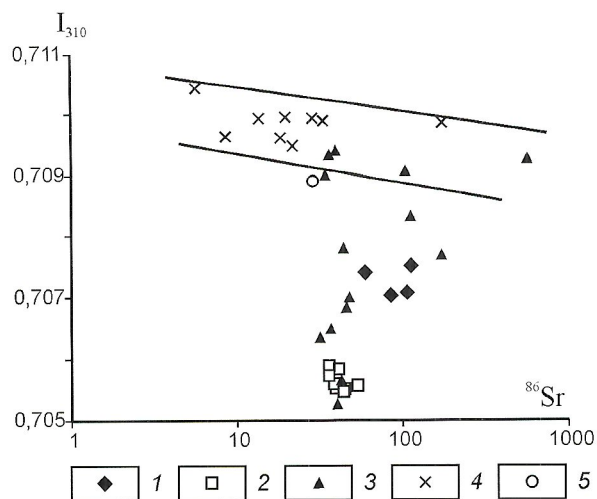


Рис. 2. Зависимость первичных изотопных отношений стронция магматитов Накынского кимберлитового поля от содержания в них стронция:

1 — кимберлиты; 2 — габбро-долериты; 3 — щелочные базиты; 4 — взрывные брекчии; 5 — карбонат из гидротермальной прожилки в кимберлитах трубки Ботубинская

мических параметров их Rb-Sr системы при отсутствии изотопной гомогенизации. В действительности процесс изменения базитов, по всей вероятности, был значительно сложнее. Диаграмма $I_{310}-^{86}\text{Sr}$ (рис. 2) построена с использованием данных табл. 3 и опубликованного материала [1, 2] для всей совокупности магматитов поля. Изотопный состав Sr был пересчитан на время формирования взрывных брекчий (310 млн. лет). Расположение точек показывает, что последний процесс модификации изотопных систем щелочных базитов, вероятно, проявился уже на уровне становления интрузий и завершался низкотемпературным калиевым метасоматозом. Характерно, что щелочные базиты и взрывные брекчии формируют единый тренд (см. рис. 2). Положительная корреляция содержания калия в образцах и величины первичных отношений стронция ($r=0,76$, $n=13$) подтверждают связь модификации изотопного состава стронция базитов щелочного типа с их щелочностью. Неоднородность изотопного состава стронция в этих породах подразумевает вторичный характер их калиевой специализации. Поэтому щелочные базиты Накынского поля нельзя рассматривать как производные типичной щелочной базальтовой магмы, о чем уже говорилось. Изотопное Rb-Sr исследование цементующей массы взрывных брекчий прежде всего подтверждает ее метасоматическую природу (положительная корреляция Rb и Sr, высокие первичные изотопные отношения Sr до 0,7104). Следовательно, флюиды, формирующие взрывную брекчию, обуславливали позднее преобразование щелочных базитов и данный процесс, вероятно, был несколько оторван во времени от момента их внедрения. Минералы-спутники алмаза [15, 16], обнаруженные, возможно, в цементе взрывных брекчий имеют ксеногенную природу. Поднимающийся флюидизированный расплав щелочных базитов мог на глубине контактировать с кимберлитами и захватывать их вещество.

Все базиты по параметрам Rb-Sr систем возникли из обогащенного мантийного резервуара ($\epsilon_{\text{Sr}}(T)=11,2-73,4$). Модельный возраст их протолитов ($T_{\text{Nd}}(\text{DM})$), рассчитанный по Sm-Nd данным, полученным М.С.Машаком,

1098±64 млн. лет ($n=5$) и согласуется со временем формирования здесь кимберлитового протолита (1098—1100). Характер Rb-Sr систем габбро-долеритов показывает, что они в большей степени отражают первичные особенности их магм (и протолитов), а базиты щелочного типа представляют метаматматические породы и не могут рассматриваться как типичные щелочные базальты.

Таким образом, полученные результаты исследований подтверждают длительную историю формирования магматизма и неоднократную тектономагматическую активизацию в пределах Накынского кимберлитового поля. При этом формировались флюидопроницаемые зоны, индикаторами которых могут служить базиты щелочного типа и взрывные брекчии. Развитие таких зон, вероятно, связано с эволюцией кимберлитоконтролирующих структур района, с которыми они пространственно сопряжены. Особые геодинамические условия в областях кимберлитобразования, по-видимому, отражают и увеличение количества титана в совозрастном с кимберлитами базитовом расплаве, о чем уже упоминалось. Кроме Накынского поля авторы установили (неопубликованные данные авторов), что и в других районах (Мало-Ботубинское и Куойское поля) Якутской кимберлитовой провинции, где базитовая и кимберлитовая магматическая деятельность сопряжены в пространстве и во времени, в долеритах количество титана также увеличивается практически на 1,5%, что предполагает повышение титана в долеритах в пределах кимберлитовых полей, не связанное с эволюцией толеитового расплава в глубинном промежуточном очаге, а, скорее всего, оно обусловлено общностью процессов формирования магмогенерирующих субстратов для базитов и кимберлитов. Данная проблема требует решения, но находится за рамками интересов данной статьи, поэтому авторы здесь ее только обозначили.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 03-05-96076р2003арктика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев А.И., Корнилова В.П., Фомин А.С., Томишин М.Д. О возрасте кимберлитов Накынского поля (Якутия) / Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. — Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2001. С. 47—54.
2. Зайцев А.И., Томишин М.Д., Яныгин Ю.Т. Rb-Sr изотопная геохимия базитов Накынского кимберлитового поля / Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. С. 370—374.
3. Калинин А.И., Земнухов А.Л. Тектоническое подтверждение латеральной зональности северо-восточной части Вилуйско-Мархинского дайкового пояса / IV Международный симпозиум «Проблемы геологии и освоения недр». Мат.-лы конф. — Томск, 2002. С. 121—122.
4. Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н. Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилуйского палерифта // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 40—45.
5. Киселев А.И., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Чащухин А.В., Яныгин Ю.Т. Проявление флюидно-взрывной дезинтеграции базитов в Накыском кимберлитовом поле (Якутская алмазная провинция) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 97—104.
6. Корнилова В.П., Фомин А.С., Зайцев А.И. Новый тип алмазных кимберлитовых пород на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13—14. С. 105—117.
7. Округин А.О., Олейников Б.В., Заякина Н.В., Лескова Н.В. Самородные металлы в траппах Сибирской платформы // Зап. ВМО. 1981. Т. 110. № 2. С. 186—204.

8. Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилуйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы — М.: Наука, 1973. С. 4—75.
9. Олейников Б.В., Томишин М.Д. Глубинная дифференциация магмы платформенных базитов // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 1. С. 177—180.
10. Олейников Б.В., Томишин М.Д., Королева О.В. и др. Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). Препринт. — Якутск, 1984.
11. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Черный С.Д. и др. Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Снэп-Лэйк (провинция Слейв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 3. С. 356—360.
12. Томишин М.Д. Особенности глубинной дифференциации базитов Вилуйского палеорифта (Сибирская платформа) / Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. 1. — Сыктывкар, 2000. С. 203—205.
13. Томишин М.Д., Яныгин Ю.Т. К вопросу об ордовикском возрасте базитов Накынского кимберлитового поля / Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Тез. докл. — Якутск, 1997. Т. 2. С. 31—33.
14. Томишин М.Д., Олейников Б.В., Королева О.В. Монцитонитовидная тенденция глубинной эволюции толеит-базальтовой серии расплавов на Сибирской платформе / Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. — Якутск, 1985. С. 164—188.
15. Томишин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 1693—1703.
16. Черный С.Д., Фомин А.С., Яныгин Ю.Т., Колесников Г.В. Геологическое строение и вещественный состав кимберлитовых трубок Накынского поля Якутской провинции / Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный, 1998. С. 157—159.
17. Шаталов В.И., Тарабукин В.П., Боланев В.С., Томишин М.Д. Уточнение возраста кимберлитов Накынского поля // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 3—4.
18. Agachev A.M., Fomin A.S., Watanabe T., Pochilenko N.P. Preliminary age determination of recently discovered kimberlites of the Siberian Kimberlite province // Extended Abstracts Seventh International kimberlite conference (Cape Town, April, 1998). 1998. P. 9—10.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.243(571.5)

© А.В.Прокопьев, А.В.Тронин, 2004

Седиментологические и структурные особенности зоны сочленения Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинория

А.В.ПРОКОПЬЕВ, А.В.ТРОНИН

Зона сочленения Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория — ключевая в понимании геодинамики границы между восточной окраиной Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонским микроконтинентом. Кулар-Нерский сланцевый пояс выделен [14] как турбидитовый террейн, протягивающийся более чем на 1000 км в северо-западном направлении вдоль северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона. Ранее считали [7, 9, 10], что отложения пояса накапливались на склоне тектонически активного подводного поднятия, существовавшего на месте Тас-Хаяхтаского и Момского антиклинориев (Колымо-Омолонский микроконтинент) и включали их в состав преддугового прогиба Алазейской островной дуги. В последующем неоднократно дислоцированные толщи верхней перми, триаса и нижней юры, выполняющие пояс, были отнесены к образованиям глубоководных конусов выноса склона и подножья Верхоянской пассивной континентальной окраины [8, 14]. Иньяли-Дебинский синклинорий, расположенный к северо-востоку, протягивается на 800 км при ширине до 100 км вдоль юго-западной окраины Колымо-Омолонского микроконтинента. Он сложен морскими флишевыми отложениями юры [17] и интерпретируется как террейн аккреционного клина [14]. Кулар-Нерский пояс и Иньяли-Дебинский синклинорий разделены Чаркы-Индибирским разломом, северо-западный отрезок которого представляет собой пологий надвиг [1, 2], а юго-восточный — сдвиг (Чай-Юреинский и Нерский разломы) [5]. В настоящее время тектонические структуры Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебин-

ского синклинория рассматриваются как образования аккреционного клина, сформированного в позднем мезозое в результате субдукции океанской коры Оймяконского океана и последующей коллизии восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента [6, 8, 11, 14].

Исследования проводились на юго-восточном фланге зоны сочленения в пределах шести опорных участков верхнего течения р.Индибирка и бассейнах ее притоков рек Нера и Иньяли (рис. 1), основная задача которых — уточнение направления сноса обломочного материала при формировании верхнетриасовых и юрских отложений, а также установление последовательности формирования дислокационных структурных парагенезисов с целью выяснения пространственного положения источников сноса и расшифровки позднемезозойской деформационной истории региона.

Для определения процессов осадконакопления применялся седиментологический анализ палеопотоков [13, 21]. Использовались статистически обработанные элементы залегания осадочных текстур: тонкой и грубой косои слоистости, линейных желобков и борозд течения осадка (flute-cast) на подошве песчаников, подводно-оползневых складок. Корректировка замеров косои слоистости и синсидиментационной линейности за наклон пласта проводилась на стереографической сетке по методике, описанной в [12]. Для подводнооползневых складок на розу-диаграмму выносилась нормаль к шарниру. Рассчитанный средний вектор направления падения на розах-диаграммах показы-

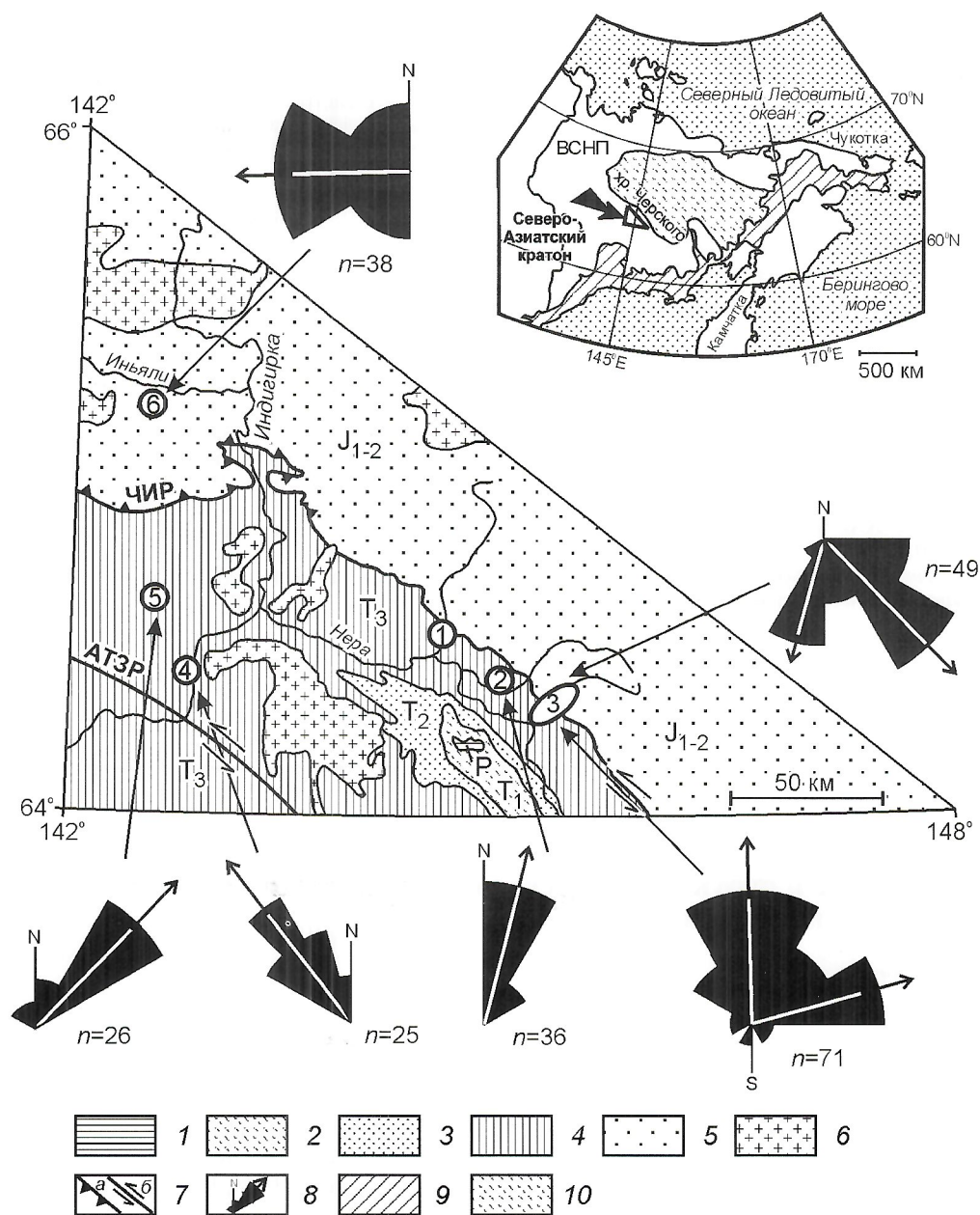


Рис. 1. Распределение азимутальных характеристик палеопотоков в отложениях верхнетриасовых Кулар-Нерского пояса и ниже-среднеюрских Иньяли-Дебинского синклиория:

отложения: 1 — пермские, 2 — нижнетриасовые, 3 — среднетриасовые, 4 — верхнетриасовые, 5 — ниже-среднеюрские; 6 — плутониты мелового возраста; 7 — разломы: а — надвиги, б — сдвиги (АТЗР — Адыча-Тарынская зона разломов, ЧИР — Чаркы-Индибирский); изученные участки (цифры в кружках): 1 — Антагачан, 2 — Курун-Агалык, 3 — Хара-Юрях, 4 — Сарылах, 5 — Ольчан, 6 — Иньяли; 8 — розы-диаграммы замеров косой слоистости, синседиментационной линейности, нормалей к шарнирам подводно-оползневых складок (интервал 15°, n — число замеров); на врезке — местоположение района исследований; 9 — Охотско-Чукотский вулканогенно-плутонический пояс; 10 — Колымо-Омолонский микроконтинент; ВСНП — Верхоянский складчато-надвиговый пояс

ваит усредненное направление перемещения палеопотока (см. рис. 1). Одновременно проводились наблюдения и за изменением фациального состава. Детальные структурно-тектонические исследования базировались на современных методиках структурного и геометрического анализа.

На участке *Антагачан* (нижнее течение одноименного правого притока р. Нера, см. рис. 1) контакт триаса и юры не обнажен. Норийские толщи испытали как минимум три этапа деформаций. Дислокации первого этапа представлены сильно сжатыми вплоть до изоклиналей асимметрич-

ными складками северо-восточной вергентности, которые фиксируются на крыльях более поздних асимметричных конических концентрических складок второй генерации юго-западной вергентности (рис. 2). Непроницающий трещинный кливаж отмечается повсеместно и свойствен складкам обеих генераций. Наиболее интенсивно кливаж пронизывает более глинистые прослои и менее проявлен в алевролитах и алевропесчаниках вплоть до полного исчезновения в массивных песчаниках. На границах разнокомпетентных слоев изменяются углы пересечения кливажа и слоистости от почти ортогональных в алевропесчаниках

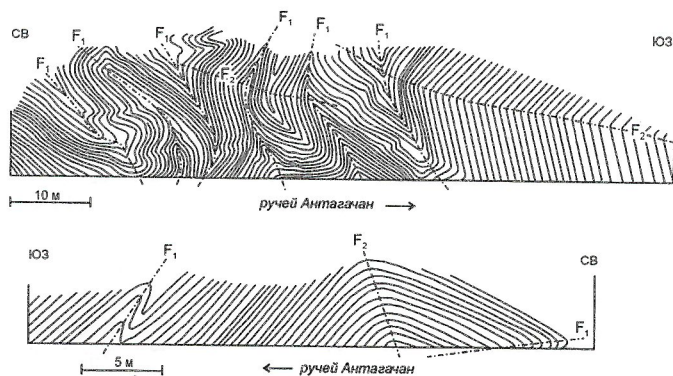


Рис. 2. Складчатые дислокации первой F_1 (А) и второй F_2 (Б) генерации участка Антагачан

до более пологих в алевроаргиллитах. В целом кливаж обоих этапов имеет веерообразный рисунок, отклоняясь под небольшим углом от средних значений замеренных и рассчитанных осевых плоскостей складок F_1 и F_2 . Деформации первого и второго этапа практически коаксиальны, а шарниры складок F_1 и F_2 полого погружаются на северо-запад и юго-восток. Складки первой генерации F_1 сопровождаются межслоевыми срывами и пологими надвигами, также смятыми в более поздние складки, видимая ширина которых изменяется от нескольких метров до первых сотен метров. Крупноамплитудные надвиги, связанные со вторым этапом, в пределах участка выявить не удалось, однако, по данным [16], их присутствие можно предполагать. Ортогональные к простиранию осевых плоскостей складок F_2 малоамплитудные субвертикальные хрупко-пластичные shear-зоны, представленные сигмоидально искривленными эшелонированными кварцевыми жилами, ориентированы по азимуту $200-210^\circ$ и находятся в одном структурном парагенезисе с деформационными структурами второго этапа, как и образующие динамопары мелкие правые и левые сдвиги субширотного и субдолготного направлений. Наиболее поздние деформации представлены левосторонними сдвигами северо-западного простирания, отмеченными на юго-западном фланге золотокварцевого месторождения Келлям. С ними ассоциируют кварцевые жилы, на границах которых с вмещающими породами отмечаются многочисленные зеркала скольжения с полого-ориентированными бороздами.

В пределах участка Курун-Агалык (нижнее течение одноименного ручья, бассейн правых притоков р. Нера, см. рис. 1) граница между триасовыми и юрскими отложениями также не вскрыта. Верхненорийские толщи представляют собой мелкозернистые турбидиты (по классификации [22], рис. 3), тогда как нижнеюрские отложения относятся к среднезернистым классическим турбидитам и, реже, мелкозернистым [19, 20]. Наблюдается градиционная слоистость, характерная для слоев T_A турбидитового потока, слои T_B и T_E встречаются крайне редко, что позволяет предполагать T_{ACD} тип турбидита. Ориентировка косой слоистости слоев T_C , присутствующей повсеместно в турбидитовых ритмах триасовых отложений, выдержана. Рассчитанный средний вектор направления ее падения на розах-диаграммах показывает унимодальное направление перемещения палеопотока с юг-юго-запада на север-северо-восток (см. рис. 1). Единичные замеры шарниров мелких конволютных складок также указывают на перемещение палеопотока в этом направлении.

Деформации первого этапа проявлены фрагментарно и устанавливаются по появлению раннего кливажа S_1 на крыльях поздних складок в существенно глинистых слоях, который при пересечении с кливажем второй генерации S_2 образует пологую линейность $L_{1 \times 2}$ выдержанного северо-западного простирания. Основной структурный план представлен дислокациями второго этапа — асимметричными складками F_2 и трещинным кливажем, близким по ориентировке к их осевым плоскостям и имеющим юго-западное падение. Повсеместно наблюдается рефракция



Рис. 3. Характер напластования верхнетриасовых отложений участков Курун-Агалык (А) и Сарылах (Б):

1 — алевролиты и аргиллиты, 2 — песчаники

кливажа S_2 на границах разнокомпетентных прослоев, что придает ему S- или Z-образный рисунок на противоположных крыльях складок F_2 . В поле развития юрских отложений распространены муллион-структуры. Шарниры b_2 пологие. Возраст деформаций второго этапа косвенно устанавливается как раннемеловой на основании того, что кливаж S_2 как в юрских, так и триасовых толщах пересекает дайки раннемеловых диоритовых порфириров, но прорывается дайками основного состава также раннемелового возраста [4]. Кроме того, дезинтегрированные фрагменты даек диоритов в виде линз и блоков присутствуют в зонах дробления мелких надвигов, синхронных со складками второй генерации. Левосторонние сдвиги северо-западного простирания сопровождаются мелкими складками F_3 с

крутыми шарнирами, имеющими S-образный рисунок в плане (рис. 4, А, Б). Наблюдаются смещения по сдвигам даек диоритовых порфириров. Видимая в обнажениях горизонтальная амплитуда смещения достигает первых метров (см. рис. 4, В). Складки третьей генерации не сопровождаются кливажем.

На расположенном к юго-востоку участке *Хара-Юрях* в нижнем течении одноименного ручья вскрыт тектонический контакт нижнеюрских отложений Иньяли-Дебинского синклиория и норийских толщ Кулар-Нерского пояса. В зоне дробления и милонитизации Чаркы-Индибирского разлома мощностью до 30 м наблюдаются пологоориентированные борозды на зеркалах скольжения, указывающие на сдвиговые перемещения, а мелкомасштабные аксо-

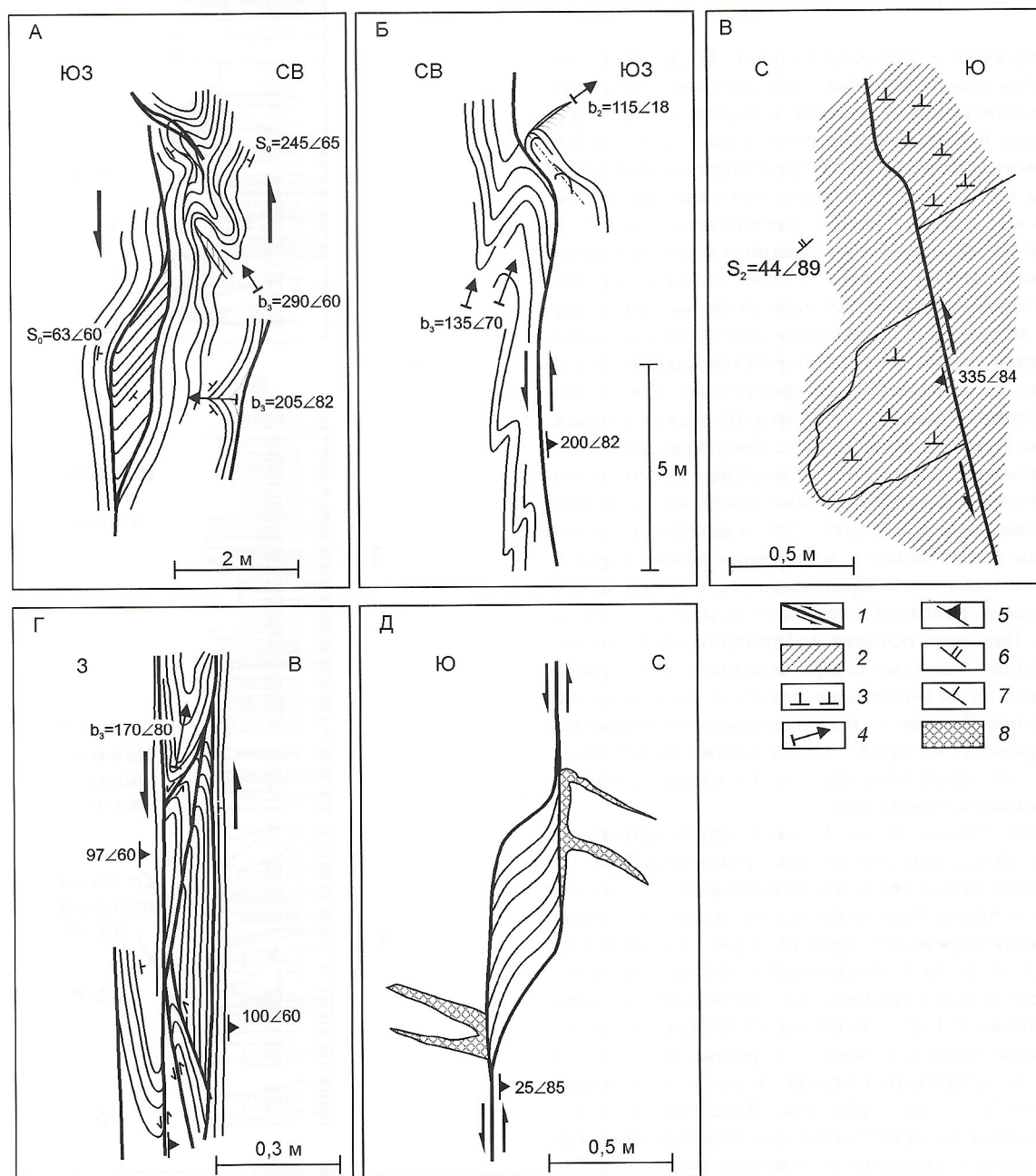


Рис. 4. Дислокации третьей генерации участков Курун-Агалык, Хара-Юрях, Иньяли в плане:

участки: Курун-Агалык: А — присдвиговый дуплекс ручья Нууча, Б — ручей Курун-Агалык, В — ручей Золотой Рог; Г — Хара-Юрях (приустьевая часть ручья Заря); Д — Иньяли (присдвиговый дуплекс); 1 — сдвиги; 2 — кливаж; 3 — диориты; 4 — шарниры складок (b) F_3 ; элементы залегания: 5 — сместители разломов; 6 — кливажа S_2 , 7 — слоистости S_0 ; 8 — кварцевые жилы

ноклинали F_3 с S-образным рисунком в плане, сопровождающие субвертикальные синтетические разломы (нижнее течение ручья Заря) — на его левостороннюю кинематику (см. рис. 4, Г). Триасовые отложения собраны в серию асимметричных опрокинутых на юго-запад складок F_2 с пологими шарнирами шириной и амплитудой от нескольких метров до первых сотен. На протяжении нескольких километров наблюдаются сжатые вплоть до изоклиналей разномасштабные складки; юго-западные крылья практически всех антиклиналей (и, соответственно, северо-восточные крылья синклиналей) находятся в опрокинутом залегании (рис. 5, А, В, Г). Складки F_2 , в которые смяты нижнеюрские образования на границе с Кулар-Нерским поясом, в целом имеют аналогичную пространственную ориентировку шарниров, но их структурный рисунок отличается прежде всего тем, что здесь распространены формы противоположной вергентности; нередки симметричные прямые складки. В зоне влияния Чаркы-Индибирского разлома по обе стороны от него на удалении первые десятки метров осевые плоскости складок F_2 резко изменяют протирание, их шарниры приобретают за счет поздних сдвиговых перемещений крутую ориентировку. Дислокации

первого этапа представлены наблюдаемыми на крыльях складок F_2 ранними надвигами и ассоциирующими с ними асимметричными складками F_1 (см. рис. 5, А, Б). Складчатые формы всех трех генераций концентрические и имеют коническую геометрию. Простые расчеты на основе дискретных сбалансированных разрезов показывают, что общая величина сокращения за счет складчатости и надвигов в пределах участка для верхнетриасовых отложений северо-восточного фланга Кулар-Нерского пояса составляет 55—65%, а для юрских толщ Иньяли-Дебинского синклинария 35—45%.

При анализе пространственной ориентировки косой слоистости и осей конволюнтной складчатости в триасовых и юрских отложениях установлено биполярное распределение азимутальных характеристик палеопотоков (см. рис. 1). Направление сноса обломочного материала при накоплении верхненорийских и ранне-среднеюрских толщ было различным: в триасе преобладало перемещение осадков с юга на север и юго-запада на северо-восток, а в юре — с северо-востока на юго-запад и северо-запада на юго-восток, возможно, вдоль предполагаемого палеосклона бассейна осадконакопления, что может свидетельство-

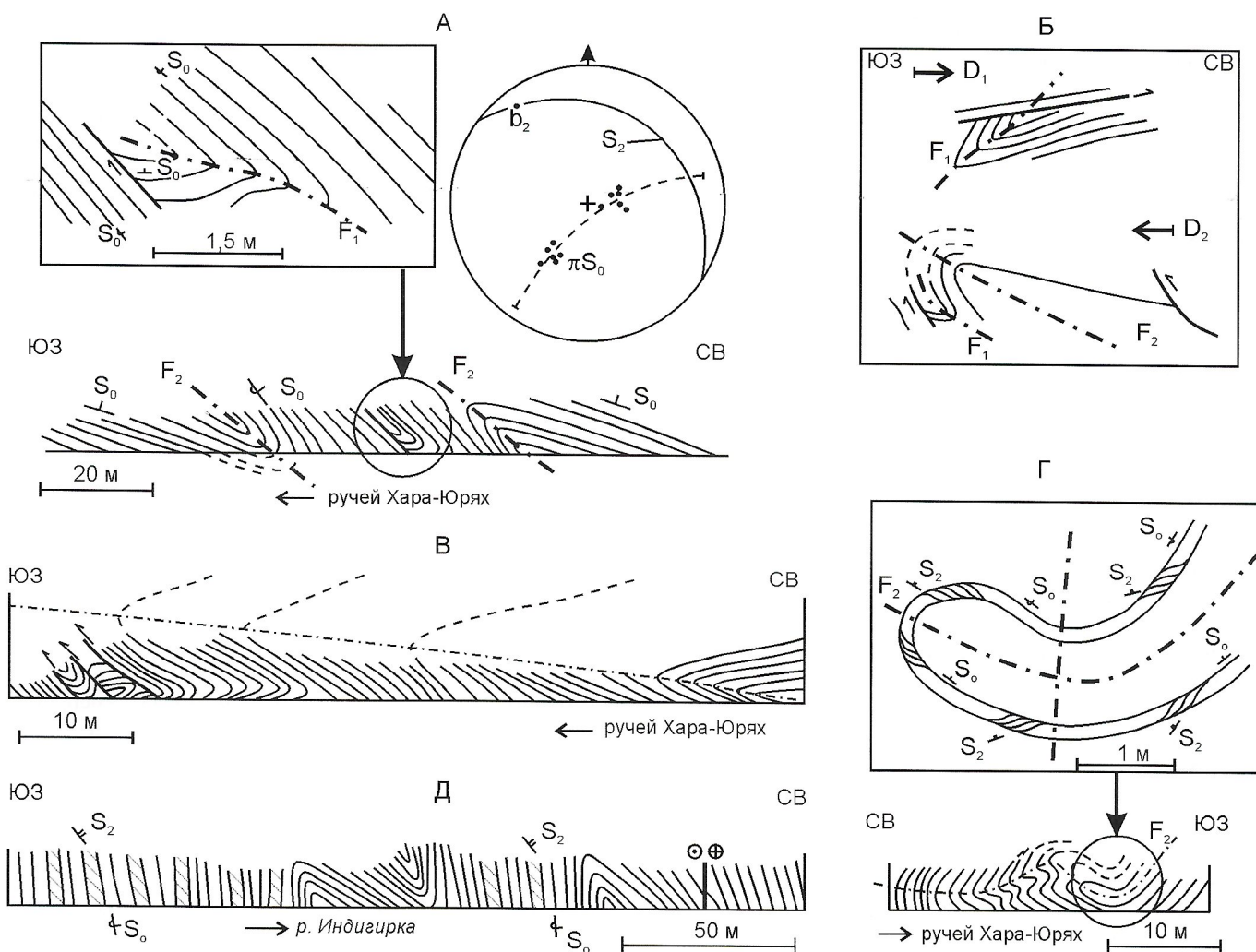


Рис. 5. Дислокации верхнетриасовых толщ участка Хара-Юрях (А—Г) и дислокации участка Сарылах (Д):

А — среднее течение ручья Хара-Юрях; на врезке — взаимоотношение деформаций первого и второго этапа; стереограмма — полюса слоистости πS_0 , рассчитанный шарнир складок F_2 (b_2), осевая плоскость S_2 ; Б — кинематическая схема формирования дислокаций первого D_1 и второго D_2 этапов; В, Г — лежание складки F_2 ; Д — левый борт р. Индигирка, S_0 — слоистость; S_2 — кливаж второй генерации

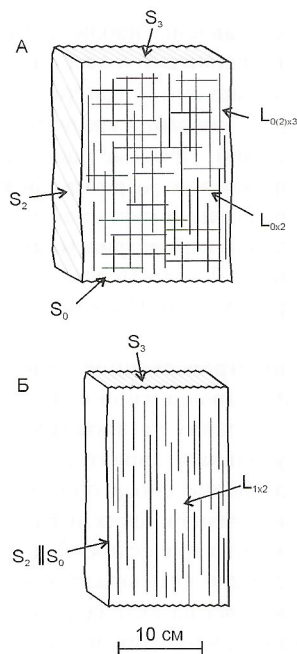


Рис. 6. Пространственные взаимоотношения слоистости, кливажа второй и третьей генераций, линейности пересечения слоистости и кливажа разных генераций:

участки: А — Сарылах, Б — Иньяли

вать о проявлении контурных течений в юрское время. Триасовые отложения — мелкозернистые турбидиты, а юрские представляют собой как мелко-, так и среднезернистые. Для нижнеюрских толщ характерно проявление подводнооползневой складчатости, присутствие волнистой слоистости и прослоев среднезернистых калькарени- тов мощностью до нескольких метров.

На участке *Сарылах* (левобережье р. Индигирка, см. рис. 1), расположенном в нескольких километрах к северо-востоку от Адыча-Тарынской зоны разломов, отмечена серия опрокинутых на юг-юго-запад складок F_2 (рис. 5, Д). Отложения юго-западных крыльев антиклиналей, как правило, опрокинуты. Шарниры полого погружаются на северо-запад и юго-восток. Развит интенсивный как межслоевой, так и проникающий трещинный кливаж S_2 , субпараллельный осевым плоскостям складок F_2 , который не позволяет уверенно диагностировать ранние дислокации первой генерации. Левосторонние сдвиги северо-западного простирания наложены на ранние складки F_2 и в пределах участка проявлены дискретно. Однако широко проявлен повсеместно наблюдающийся кренуляционный кливаж S_3 и малоамплитудные аксоноклинали третьего этапа деформаций. Линейность $L_{0(2) \times 3}$ пересечения кливажа S_3 и слоистости ориентирована практически ортогонально к более ранней линейности $L_{0 \times 2}$ пересечения кливажа S_2 и слоистости (рис. 6, А).

В верхнекарнийских отложениях присутствуют прослои массивных средне- и крупнозернистых песчаников, несущих на подошвах линейные желобки и борозды течения осадка (flute-cast); косая слоистость наблюдается крайне редко. Эти песчаники интерпретируются как отложения подводных каналов (русел) нижней части палеосклона осадочного бассейна, а вышележащие отложения нижнего нория имеют признаки отложений верхней части этого палеосклона (см. рис. 3, Б). Анализ пространствен-

ной ориентировки линейных желобков и борозд течения осадка показал, что на протяжении длительного времени в течение позднего триаса обломочный материал транспортировался с юго-востока на северо-запад (унимодальное распределение на розе-диаграмме, см. рис. 1). Возникшая в процессе изучения некоторая сложность в идентификации этих образований (схожесть со знаками ряби) не позволяет однозначно определить их генезис. Однако, на наш взгляд, более вероятно их происхождение при транспортировке осадка вниз по палеосклону.

На участке *Ольчан* (серия обнажений в районе Ольчанского перевала) средне- и мелкозернистые турбидиты верхнего триаса деформированы ранними складками F_2 и наложенными поздними аксоноклиналями F_3 . Ориентировка косой слоистости свидетельствует об унимодальной азимутальной характеристике палеопотока и основном направлении переноса осадков с юго-запада на северо-восток (см. рис. 1).

Участок *Иньяли* расположен в центральной части Иньяли-Дебинского синклиория (приустьевая часть ручья Хангаласс и среднее течение ручья Чалба). Среднеюрские отложения батского яруса представлены песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Здесь встречаются не только косослоистые разности, но и прослои с линзовидной, волнистой и параллельной слоистостью. В нижней части разреза присутствуют редкие прослои калькарени- тов мощностью до 3 м. Наличие в породе линзовидной слоистости указывает на ее формирование в условиях ритмично-переменного изменения интенсивности волновых движений и поступающего в осадок материала, характерных для пологого дна в приливно-отливной зоне моря, а также, вероятно, в области влияния штормовых процессов [3]. В верхней части разреза присутствуют горизонты подводнооползневых складок, эндоолистостром (рис. 7) видимой мощностью до 10—15 м. Таким образом, для среднеюрских толщ характерно чередование обстановок осадконакопления относительно пологого дна и более крутонаклоненного. Отложения интерпретируются как фации неглубокого шельфа и подводных конусов выноса палео- дельт, расположенных вблизи источника сноса обломочного материала. Анализ косой слоистости и шарниров подводнооползневых складок свидетельствует о направлении палеопотока в среднеюрское время в этом регионе практически с востока на запад (см. рис. 1).

Ранние дислокации представлены хрупкими shear-зонами и надвигами северной вергентности, смятыми в серию прямых сжатых складок F_2 с размахом крыльев и амплитудой первые сотни метров. Трещинный кливаж S_2 непрони- кающий изменяет угол пересечения со слоистостью в зави-



Рис. 7. Подводнооползневые складки и эндоолистостромы участка Иньяли

симости от компетентности пород. Надви́ги второй генерации представлены как отдельными разломами южной вергентности, так и брокен-формацией. Наложенные субширотные левосторонние и правосторонние сдвиги северо-западного простирания, образующие динамопару, способствуют образованию зон дробления мощностью до нескольких метров. Рассчитанная ось максимального сжатия ориентирована по азимуту $100\text{--}130^\circ$. Нередки малоамплитудные присдвиговые дуплексы (см. рис. 4, Д). При пересечении субвертикального кливажа S_3 северо-восточного простирания со слоистостью и ранним кливажем S_2 близкого ей направления наблюдается кренуляция. Образованные при этом субвертикальные линейность $L_{0 \times 2}$ пересечения кливажа S_2 и слоистости, а также линейность $L_{1 \times 2}$ пересечения двух кливажей имеют близкую пространственную ориентировку. В отдельных случаях ширина и амплитуда кренуляционных складок до 0,5 см. В зонах сдвигов наблюдаются аксоноклина́лы размером до нескольких дециметров. Левосторонние сдвиги смещают широко распространённые в районе долготные дайки среднего и основного составов раннемелового возраста [4]. Амплитуда горизонтального перемещения несколько десятков метров. Можно предполагать, что коленообразный изгиб дайкового роя в районе среднего течения р.Инья́ли вызван именно левосдвиговыми субширотными подвижками.

Проведённые исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Анализ пространственной ориентировки косой слоистости, подошвенных линейных желобков перемещения осадков (синседиментационной линейности), осей подводно-оползневых складок показал различное направление палеопотоков при накоплении позднетриасовых толщ Кулар-Нерского пояса и ранне-среднеюрских отложений Инья́ли-Дебинского синклинория. Унимодальное распределение азимутальных характеристик палеопотоков и их веерообразная форма характерны для морских турбидитов [21]. При седиментации верхнетриасовых отложений Кулар-Нерского пояса направление палеопотоков было преимущественно с юго-запада на северо-восток со стороны внешнего шельфа Верхоянской пассивной континентальной окраины. Установленное по положению подошвенных линейных знаков течения на участке Сарылах преобладающее северо-западное направление палеопотоков в существенно песчаных толщах, подстилаемых и перекрываемых глинистыми слоями, позволяет реконструировать для этого района положение русел подводных каналов. Накопление юрских отложений Инья́ли-Дебинского синклинория происходило в процессе перемещения палеопотоков в западном (средняя юра), юго-восточном и южном (нижняя—средняя юра) направлениях со стороны Колымо-Омолонского микроконтинента.

2. В верхнетриасовых отложениях определены фации отложений склонового шлейфа и, возможно, конуса выноса (участок Сарылах), сменяющиеся к северо-востоку более дистальными среднезернистыми и мелкозернистыми турбидитами конусов выноса (участки Ольчан, Антагачан, Курун-Агалык и Хара-Юрях). Среднеюрские толщ (участок Инья́ли) относятся к фациям подводных конусов выноса палеоделта, расположенных вблизи источника сноса обломочного материала, тогда как ниже-среднеюрские отложения имеют больше признаков дистальных средне- и мелкозернистых турбидитов. Характерная особенность ниже-

среднеюрских отложений — присутствие прослоев калькарени́тов, что также указывает на близкий источник поступающего в бассейн осадконакопления карбонатного материала, каковым могли быть палеозойские терригенно-карбонатные толщи Колымо-Омолонского микроконтинента.

3. Формирование позднемезозойских складчатых деформаций происходило в три этапа. На северо-восточной окраине Кулар-Нерского пояса в первый этап образовались надвиги и складки с осевыми плоскостями северо-восточной вергентности. Подобные деформации ранее описаны в зоне Адыча-Тарынского разлома [10], но не отмечены в пределах Инья́ли-Дебинского синклинория. К деформациям второго основного этапа отнесены складчатые и надвиговые дислокации, создающие современный структурный план региона и показанные на всех мелко- и крупномасштабных картах. На северо-восточной окраине Кулар-Нерского пояса развиты преимущественно асимметричные, как правило, опрокинутые на юго-запад, иногда изоклинальные и лежащие, складки. Складчатость в Инья́ли-Дебинском синклинории в основном симметричная и асимметричная; падение осевых плоскостей как юго-западной, так и северо-восточной вергентности крутое, вплоть до вертикального. С деформациями этого этапа связаны секущие сопряжённые малоамплитудные правые и левые сдвиги меридионального и северо-восточного простираний. На рис. 8 показана кинематическая схема формирования складчатых дислокаций первых двух генераций. Третий этап выражен продольными к складчатым образованиям второго этапа сдвигами с преобладающими левосторонними подвижками.

Структурный рисунок складчатых деформаций первого и второго этапа триасовых толщ Кулар-Нерского пояса и

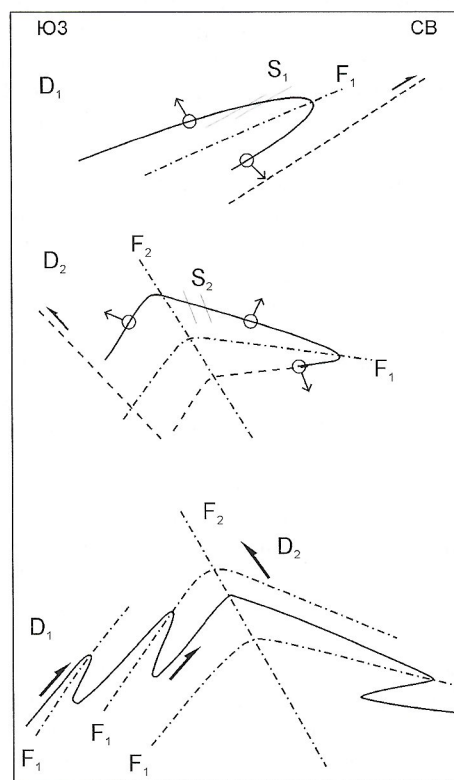


Рис. 8. Кинематическая схема формирования складчатых дислокаций первых двух генераций:

этапы деформаций: D_1 — первый, D_2 — второй

юрских отложений Иньяли-Дебинского синклинория позволяют предполагать их формирование в различных динамических обстановках и последующее совмещение по надвигам и сдвигам. Однако пока нет достаточно убедительного объяснения условий формирования впервые обнаруженных складчатых дислокаций первого этапа. Оценить величину суммарных сдвиговых перемещений третьего этапа практически невозможно из-за отсутствия надежных геологических маркеров. В тех случаях, когда наблюдаются смещения даек, видимые горизонтальные амплитуды перемещения редко достигают нескольких десятков метров.

Установленные седиментационные отличия свидетельствуют о накоплении триасовых и юрских осадков либо в разных бассейнах, либо на противоположных окраинах единого бассейна осадконакопления. Выделенные ранее к северо-востоку от изученного района верхнетриасовые [9] и батские [7] олистостромы можно отнести к отложениям склонового шлейфа.

Чаркы-Инди́гирский разлом — пологий надвиг юрских отложений на верхнетриасовые. К северо-западу от района проведенных исследований из основания юрского разреза выпадают нижнеюрские и часть среднеюрских толщ, а отложения байосс-батские контактируют с триасовыми [7]. В пределах изученного района вдоль Чаркы-Инди́гирского и Чай-Юреинского разломов самые нижние горизонты юрских отложений находятся в тектоническом контакте с самыми верхними горизонтами триаса. Возникает парадоксальная ситуация, когда разновозрастные толщии с различными источниками сноса, принадлежащие противоположным частям палеобассейна, контактируют по пологому надви́гу (причем более молодые образования перемещены по более древним). Если рассматривать этот разлом как межформационный срыв, то в таком случае надо предполагать, что юрские отложения Иньяли-Дебинского синклинория перекрывали триасовые толщии Кулар-Нерского пояса и при этом снос осадков происходил в одном направлении. Либо допустить, что перед накоплением юрских отложений триасовые образования были подняты и частично размыты (тогда ставится под сомнение существование Оймьяконского бассейна, даже если считать Ады́ча-Тарынскую зону разломов коллизиио́нной суту́рой), а непосредственно западнее Чаркы-Инди́гирского разлома в юрское время не происходило осадконакопления. Однако ничего подобного не наблюдается и имеющихся в настоящее время данных не хватает для вразумительного объяснения сложившейся геологической ситуации.

Высказанное ранее нами [11] и другими исследователями [6, 8] предположение о принадлежности образований Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинория к комплексу аккреционного клина, к сожалению, также нуждается в дополнительных доказательствах. Пока не обнаружены такие образования парагенеза аккреционного клина как глубоководные кремнистые отложения, фрагменты пород основного состава и другие, не установлены четкие надви́ги, разделяющие пластины в типичных аккреционных клиньях. Если трактовать отложения Иньяли-Дебинского синклинория как толщии, выполняющие преддуговой бассейн, то аккреционная призма должна была начать формироваться, по крайней мере, с ранней юры (возраст самых нижних горизонтов Иньяли-Дебинского синклинория в рассматриваемом регионе), что не согласуется с имеющимися геологическими данными. Для ответа на

эти и многие другие вопросы требуются детальные и прежде всего седиментологические исследования.

Исследования поддержаны грантами РФФИ (04-05-64711, 03-05-64980, 03-05-96010-р2003арктика, 03-05-96012-р2003арктика, 01-05-65485), Интеграционным проектом СО РАН № 69, ФЦП «Интеграция» (ИО447/2321, Э 3229/1954) и УР.09.01.050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-жун-шин В.А. Надви́ги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. 1981. № 2. С. 81—98.
2. Архипов Ю.В., Климаш В.П., Попов Л.Н., Трущев А.М., Шапкина И.А. Геологическое строение Былы́нинского блока в центральной части Ады́ча-Тары́нского разлома (верхнее течение р.Ады́ча) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 78—89.
3. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
4. Гриненко В.С., Лупенко Л.Г., Спектор В.Б., Хан В.С. Геологическая карта Якутии. Верхнеинди́гирский блок. Масштаб 1:500 000. — С-Пб., 2000.
5. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. — М.: Наука, 1979.
6. Оксман В.С., Ивсен Г.В., Суздальова Н.И., Краев А.А. Геодинамические обстановки формирования позднепалеозойских-мезозойских пород Кулар-Нерского пояса и Иньяли-Дебинского синклинория // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 64—68.
7. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
8. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 32—43.
9. Парфенов Л.М., Трущев А.М. Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклинория, их тектоническое положение и природа (Верхояно-Чукотская область) // Геология и геофизика. 1983. № 3. С. 7—20.
10. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Ады́ча-Тары́нской зоны разломов (Восточное Верхоя́нье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 88—102.
11. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизиионный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 3—10.
12. Родыгин А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. — Томск: Изд-во ТГУ, 1980.
13. Селли Р.К. Введение в седиментологию. — М.: Недра, 1981.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
15. Третьяков Ф.Ф. Региональный структурный анализ тектонических деформаций и сегменты Ады́ча-Тары́нской зоны разломов (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2002. № 5. С. 54—59.
16. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Е.И. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Ады́ча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16—21.
17. Чехов А.Д. Тектоника Иньяли-Дебинского синклинория // Складчатые системы Дальнего Востока. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3—64.
18. Norton I., Parfenov L.M., Prokopyev A.V. Gravity modeling of crustal-scale cross section across the eastern margin of the North Asian craton, northeast Siberia // International conference on Arctic margins. — Magadan, Russia, 1994. P. 82—83.
19. Bouma A.H. Recent and ancient turbidites and contourites // Trans. Gulf-Cst Ass. Geol. Soc., 1972, № 22. P. 205—221.
20. Sedimentary environments and facies. — Blackwell Scientific Publications, 1989.
21. Selley R.C. A classification of palaeocurrent models // J. of Geology. 1968. Vol. 76. P. 99—110.
22. Stow D.A., Piper D.J.W. Deep-water fine-grained sediments: facies models // Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. — Spec. Publ. geol. Soc. Lond., 1984. P. 611—645.

Известно, что новейшая тектоника, особенно голоценовая, определяется преимущественно развитием крупных активизированных разломов, обуславливающих сейсмико-тектонические особенности территории и контролирующих развитие крупных морфоструктурных элементов. В пределах западной части Олёкмо-Становой зоны к таким разломам относятся Ханьский, Тас-Юрхский, Имангрский, Тунгурчинский, Северо-, Юго- и Центрально-Становой и другие, входящие в систему Станового краевого шва. Указанные разрывы, разграничивающие морфоструктуры, — основные сейсмоактивные линеаменты. С ними пространственно и генетически связаны главные эпицентрально-полюсные поля региона и большинство палео- и современных сейсмодислокаций. Линии таких активизированных разломов, выявленные в результате дешифрирования космических снимков и топографических карт, анализ которых приводился совместно с морфологической характеристикой неоструктур, показаны на рисунке.

На северо-восточном окончании Байкальской рифтовой зоны по геоморфологическим признакам диагностируется Ханьский разлом, который трассируется в субширотном направлении вдоль долины р.Хани в бассейн р.Олёкма. Длина разлома 120 км при ширине зоны динамического влияния до 4 км. На карте неотектоники Прибайкалья и Забайкалья он трактуется как левосторонний сбросо-сдвиг с приподнятым южным крылом и падением плоскостей сместителей как на север, так и на юг [9]. Амплитуда вертикальных смещений по ним изменяется от первых десятков метров до 800 м [7]. На правом берегу р.Олёкма Ханьский разлом сочленяется с Южно-Якутской системой взбросо-надвиговых дислокаций, ограничивающих мезозойские впадины.

Темулякитский близмеридиональный глубинный разлом пересекает субширотные зоны Байкальского рифта и Становой области и характеризуется широким развитием в его зоне мощных пластообразных тел основных пород, которые отчетливо выражены в магнитном поле интенсивными положительными аномалиями, прослеживающимися на север под осадочным чехлом Сибирской платформы. Значительная протяженность и длительная активная тектоническая жизнь дизъюнктива позволяют рассматривать Темулякитский разлом как глубокопроникающий, возможно мантийный. Данный разлом отражен в распределении структурных элементов не только древних, но и более поздних геологических эпох, в частности в мезозое и кайнозое [8, 9], о чем свидетельствует развитие в зоне его динамического влияния серии субмеридиональных и северо-западных дизъюнктивов, повлиявших в кайнозое на морфологию грабенообразной долины р.Олёкма в ее среднем течении между устьями рек Хани и Нюкжа.

Вблизи пересечения Темулякитского разлома с Ханьским сбросо-сдвигом расположена сейсмодислокация Кудули — субширотный сброс амплитудой 2 м [7]. Недалеко от дизъюнктивного узла, образованного Темулякитским разломом с Имангрским и Тас-Юрхским сбросо-сдвигами, а также Центрально- и Северо-Становым сдвигами отмечены эпицентры 9-балльных Нюкжинского и Олёкминского (1958) и Тас-Юрхского (1967) землетрясений с магнитудой M 6,5—7,0, плейстосейстовые области которых тяготеют к Олёкминскому эпицентральному полю (см. рисунок).

Крупнейшее разрывное нарушение Становой складчатой системы — субширотный Становой краевой шов протяженностью около 1000 км, проявляющий себя с архея или раннего протерозоя [6]. В мезозое он контролировал расположение предгорных прогибов, а также мощные излияния разновозрастных вулканических пород. Все это позволяет считать Становой разлом долгоживущей, интенсивно развивающейся структурой, активной и в настоящее время. Становой шов выражен серией субпараллельных кулисообразных левых сдвигов: Северо-, Центрально- и Южно-Становой.

Центрально-Становой разлом отдельными кулисами трассируется на 180 км в субширотном направлении от устья р.Нюкжа через широтный отрезок верховьев р.Алдан до 125° в.д. Ему соответствуют грабен-долины р.Талума и верховьев р.Алдан, сквозные водораздельные седловины и пониженные участки рельефа. Вертикальные смещения по разлому устанавливаются только в верховьях р.Алдан, где южное крыло поднятия кряжа Зверева уступообразно понижается примерно на 500 м. Предположительно его кинематика — левый сдвиг с небольшой взбросовой компонентой.

Северо-Становой разлом прослеживается системой кулис от верховьев р.Чебаркас (правый приток р.Олёкма) вдоль грабен-долины р.Амедица до верховьев р.Тимптон на востоке. Данный разлом также как и Центрально-Становой, имеет субширотное простирание и сходный кинематический тип движения. Зоны динамического влияния Центрально- и Северо-Станового разломов на всем протяжении сопровождаются эпицентрами землетрясений разных энергетических классов.

Самый значительный максимум сейсмичности тяготеет к среднему течению р.Олёкма (бассейны притоков: Имангра, Чебаркас и Тас-Юрх) и относится к району Олёкминской аномалии сейсмоактивной среды (см. рисунок). В пределах этой аномалии преобладают системы Имангра-Чебаркасского и Тас-Юрхского разломов субширотного и северо-восточного простирания со сбросо-сдвиговыми подвижками в очагах местных землетрясений [4].

Олёкминская сейсмоактивная аномалия пространственно приурочена к Олёкминскому и Тас-Юрхскому блокам сжатия, образованным с севера Ханьским, а с юга Центрально-Становым и Тас-Юрхским разломами. Одна из главных сейсмоактивных структур здесь — Имангра-Чебаркацкий грабен, занимающий долины р.Имангра (левый приток р.Олёкма) и р.Чебаркас (правый приток р.Олёкма) и ориентированный в северо-восточном направлении. Названный грабен пересекает Олёкминский блок сжатия и является более молодой наложенной структурой растяжения, соединяющей фланги Северо-Станового и Имангрского левых сдвигов.

Южнее и параллельно простиранию Имангра-Чебаркацкого грабена в Олёкминском блоке наблюдаются также небольшие структуры растяжения, по которым заложены притоки р.Олёкма (Эльгин, Макилях и др.), смещенные в плане по типу правого сдвига Темулякитским линеamentом. От Имангрского разлома в зоне его сочленения с Имангра-Чебаркацким грабеном в субширотном и юго-восточном направлениях ответвляется серия левых сбросо-сдвигов, образующих структуру типа «пальмовое дерево».

Общий субширотный план разрывной тектоники в бассейне р.Тас-Юрх нарушается молодыми меридиональными разломами, ограничивающими почти прямоугольный тектонический блок (Тас-Юрхский), взброшенный по отношению к окружающим структурам. При этом северная часть такого блока (абс. высота 1302 м) оказалась опущенной по сбросовому тектоническому уступу относительно южной (абс. высота 1516 м). К этому блоку приурочены все сильные землетрясения, произошедшие в среднем течении р.Олёкма в 1958—1987 гг. Здесь же обнаружены сейсмопроявления и поверхностные деформации, возникшие в эпицентральных областях названных землетрясений. Характерно, что в пределах блока, в целом монолитного, наблюдается неоднородность — широтный контакт пород габбро-анортозитового массива с порфировидными граносиенитами и сиенитами [6]. Вся система Имангрского и Тас-Юрхского разломов сбросовой и сбросо-сдвиговой кинематики оконтуривает зону растяжения, соответствующую в сеймотектоническом плане Олёкминской аномалии сейсмоактивной среды, совпадающей с Олёкминским максимумом сейсмичности (см. рисунок).

Исходя из структурно-тектонического положения и кинематики разрывных нарушений, развитых в среднем течении р.Олёкма, наиболее вероятно, что Олёкминская аномалия сейсмоактивной среды связана как с системой Станового глубинного разлома на востоке, фрагментарно обновлявшегося в процессе сеймотектонической активизации, так и с Удоканской системой активизированных разрывов на западе, продолжающих Ханыйский, Имангрский, Тас-Юрхский разломы в сторону Байкальского рифта.

Сейсмичность и фокальные механизмы. Проявления сейсмичности в зоне перехода от Байкальского рифта к Становой складчатой системе распадаются на ряд крупных скоплений эпицентров землетрясений, разделенных пространством с минимумом наблюдаемых событий. Если снять фоновые проявления слабых землетрясений с энергетическим классом 9 и меньше, то выделяется несколько крупных максимумов сейсмичности (см. рисунок):

Олёкминский, Ларбинский, Тас-Миелинский, Южно-Якутский. Самый значительный из них — Олёкминский (Олёкминская аномалия сейсмоактивной среды).

Анализ распределения эпицентров землетрясений данной аномалии во времени показывает, что за последние 30 лет здесь на площади около 820 км² ежегодно фиксировалось 60—90 толчков энергией 10⁶—10¹¹ Дж. Исключение составляли сильные сейсмические события 1958, 1967 и 1987 годов, энергия которых в очаге 10¹⁴—10¹⁷ Дж. После таких событий наблюдались, как правило, продолжительные серии афтершоков. Нормальный сейсмический фон здесь определяют землетрясения 11-го энергетического класса (обычно регистрируется 1—2 подобных события в год) [4, 5].

Детальное изучение структурно-тектонической позиции основных эпицентральных полей западной части Олёкмо-Становой сеймотектонической зоны выявило их приуроченность к структурам сжатия или растяжения (дуплексам), сформированных на концах кулис левых сдвигов.

Анализ распределения глубин возникновения очагов землетрясений, определенных по наблюдениям близких сейсмостанций, показал, что в пределах Олёкминской аномалии, все гипоцентры местных землетрясений расположены на глубинах 8—30 км выше подошвы земной коры, мощность которой здесь изменяется от 40 до 60 км. В Байкальской рифтовой зоне отмечается утонение коры до 40—42 км, а под рифтовыми впадинами толщина ее меньше на 5—7 км [8]. Кроме того, под Байкальским рифтом обнаруживается область с пониженными скоростями объемных сейсмических волн в верхней части мантии, которая не выявляется на правобережье р.Олёкма [3].

Для определения параметров фокальных механизмов сильных землетрясений была применена стандартная методика [10], основанная на использовании знаков первых смещений в прямых P_g и головных P_n продольных сейсмических волнах на сейсмограммах станций региональных сетей Якутии, Прибайкалья, Приамурья и мира. Полученные данные приведены в таблице.

Параметры главных напряжений в очагах сильных землетрясений западного фланга Олёкмо-Становой сеймотектонической зоны

Землетрясение, дата	Вектор сжатия, град.		Вектор растяжения, град.		Магнитуда, М	Тип подвижки в очаге
	Азимут	Угол наклона к горизонту	Азимут	Угол наклона к горизонту		
Нюкжинское, 05.01.1958	253	58	2	12	6,5	Сбросо-сдвиг
Тас-Юрхское, 18.01.1967	271	32	2	2	7,0	Сбросо-сдвиг
Ларбинское, 14.06.1971	252	14	162	0	5,9	Сдвиг
Тас-Миелинское, 15.01.1972	57	62	170	12	4,5	Сбросо-сдвиг
Дырындинское, 07.07.1987	97	25	190	7	5,2	Сбросо-сдвиг
Южно-Якутское, 20.04.1989	249	2	340	32	6,6	Взбросо-сдвиг

Сравнивая диаграммы фокальных механизмов трех сильных землетрясений 1958, 1967 и 1987 годов (см. рисунок), произошедших на левобережье среднего течения р.Олёкма в пределах Олёкминской аномалии, можно говорить о совпадении ориентации векторов их главных напряжений в пространстве и типа движений в очаге (см. таблицу).

Во всех случаях подвижки в очагах Олёкминских землетрясений соответствовали сбросо-сдвигам. Кроме того, одна из возможных плоскостей разрыва была ориентирована в северо-восточном, а другая — северо-западном направлении. По первой плоскости разрыва в очагах имели место сбросовые подвижки с компонентой правого сдвига, по второй — сброс с левобокowym смещением. Действие вектора сжатия близширно, а растяжения — субдолготно. Возникновение названных подземных толчков обусловлено растяжением, действующим вкрест простираения Имангра-Чабаркасского грабена.

Для Тас-Миелинского землетрясения 1972 г. (см. рисунок), отмеченного на левобережье р.Олёкма севернее в пределах Олёкмо-Чарского нагорья, были также характерны сбросовые движения в очаге с небольшой сдвиговой компонентой.

Параметры фокальных механизмов Ларбинского (1971) и Южно-Якутского (1989) землетрясений (см. рисунок), зарегистрированных на правобережье р.Олёкма в зоне Станового хребта, указывают, что характер движения в их очагах соответствует в первом случае левому сдвигу, а во втором — взбросу с левосдвиговой компонентой, которые могли возникнуть в обстановке сжатия.

Горизонтальные движения и деформации. На Олёкминском геодинамическом полигоне, оборудованном в среднем течении р.Олёкма между ее притоками Хани и Тас-Юрях, Якутским аэрогеодезическим предприятием за последние 40 лет был выполнен ряд циклов астрономических, угловых, линейных и нивелирных измерений [1]. По этим наблюдениям наиболее подвижным на Олёкминском полигоне оказался участок между притоками р.Олёкма: Имангра, Тас-Юрях и Чабаркас. С севера (восточный фланг Каларского хребта между р.Хани и р.Имангра) выявлена зона сжатия, а территория в междуречье Имангры и Тас-Юряха, прилегающая к р.Олёкма, находится в настоящее время в состоянии растяжения. Эта зона растяжения распространяется также и на правобережье р.Олёкма в северо-восточном направлении по простираению Имангро-Чабаркасского грабена.

По результатам измерений современных деформаций земной коры на Олёкминском геодинамическом полигоне обнаружилось, что в 1985—1989 гг. проявились слабовыраженные деформационные процессы. Тектонические деформации имели незначительную тенденцию накапливания в субмеридиональном направлении. В зоне Имангро-Чабаркасского грабена главные оси деформации небольшой северо-восточной ориентации. Линейные смещения были незначительны, а их скорость составляла 4—25 мм/год. На этом участке с 1989 по 1996 гг. наблюдалось увеличение сдвиговых деформаций с сохранением тенденции их направленности. Ощутимо возросли значения линейных смещений (от 0,0017 до 0,107 м) и их скорость, ко-

торая в этот период достигла 15 мм/год, что можно объяснить активизацией движений вдоль Имангрского и Тас-Юряхского разломов. Скорее всего, к югу от плоскости Тас-Юряхского разрыва блок оставался неподвижным, или почти неподвижным. Ощущался лишь эффект «отдачи». Противоположный же блок двигался в северном направлении с незначительным отклонением на восток (см. рисунок). Поэтому происходило как бы «расползание» блоков в зоне рассматриваемого разлома, с очередным накоплением упругих деформаций в междуречье Хани—Имангра.

Таким образом, имеющаяся в настоящее время совокупность геолого-геофизических данных не позволяет согласиться с идеей продвижения к востоку Байкальского рифта как механизма, определяющего динамику Олёкмо-Становой сейсмотектонической зоны, поскольку здесь не наблюдаются признаки, которые могли бы свидетельствовать о преобладании на всем протяжении этой сейсмотектонической зоны условий латерального растяжения. Такие признаки не обнаруживаются и в морфологии современного рельефа. Среди активных разрывных нарушений, как это было показано, преобладают субширотные сдвиги, взбросы и надвиги. Сбросы и раздвиги здесь распространены локально и сопрягаются с крупными сдвигами, движение по которым и вызывает их формирование. Этот вывод подтверждается также данными фокальных механизмов землетрясений. За восточное ограничение рифтовой зоны авторы принимают зону динамического влияния Темулякитского разлома (Олёкмо-Нюкжинский линеймент) северо-западного простираения, который препятствует развитию рифтовых процессов на восток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочаров Г.В., Замараев Н.Н. Геодезические измерения на геодинамических полигонах Южной Якутии // Геодезия и картография. 1991. № 3. С. 30—34.
2. Голенецкий С.И. Землетрясения районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз.Байкал до р.Олёкмы / Геологические и сейсмические условия района БАМ. — Новосибирск: Наука, 1978. С. 126—138.
3. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельной территории. — М.: Наука, 1971.
4. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. — М.: Наука, 1984.
5. Кочетков В.М., Хилько С.Д., Николаев В.В. и др. Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. / Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975. С. 71—94.
6. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олёкмо-Становой сейсмической зоны. — Якутск, 1985.
7. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. — Новосибирск: Наука, 1977.
8. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86—96.
9. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов / Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. — М.: Наука, 1983. С. 7—18.
10. Diane I. Doser Faulting within the eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991. P. 109—139.

Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулcano-плутонического пояса и его геодинамическая природа

В.А.ТРУНИЛИНА, Ю.С.ОРЛОВ, С.П.РОЕВ

Один из крупнейших на Северо-Востоке России Уяндино-Ясачненский вулcano-плутонический пояс представлен полями вулканитов и комагматичными субвулканическими и гиабиссальными массивами. Выходы магматитов прослеживаются от верховьев р.Колымы к северо-западу на расстояние более чем 800 км при ширине пояса до 150 км. Далее в бассейнах рек Селеннях и Уяндина пояс разворачивается на северо-восток (рис. 1). Образование вулканической дуги происходило в начале позднеюрской эпохи вследствие закрытия Оймяконского малого океанического бассейна и субдукции субокеанической коры под континент [14].

Единая точка зрения на природу указанного пояса отсутствует. Он рассматривается как окраинно-континенталь-

ный [5], островодужный [3, 10, 12], континентально-рифтогенный [13]. Е.Ф.Дылевский относил его к гетерогенным сооружениям, «разные элементы которого сравнимы с зонами растяжения или спрединга, ...энсиалическими островными дугами и континентальными окраинами андийского типа» [6, с. 52]. Преобладает представление об островодужном характере вулcano-плутонического пояса. По расчетам А.П.Ставского и его соавторов [12], глубоководный желоб находился в 250—300 км к северо-востоку от крайних выходов вулканитов. В качестве отложений преддуговой террасы они описывают образования бастакской свиты, распространенные к востоку и северо-востоку от этих выходов и представленные мощной флишиодной толщей с примесью вулканомиктового материала и под-

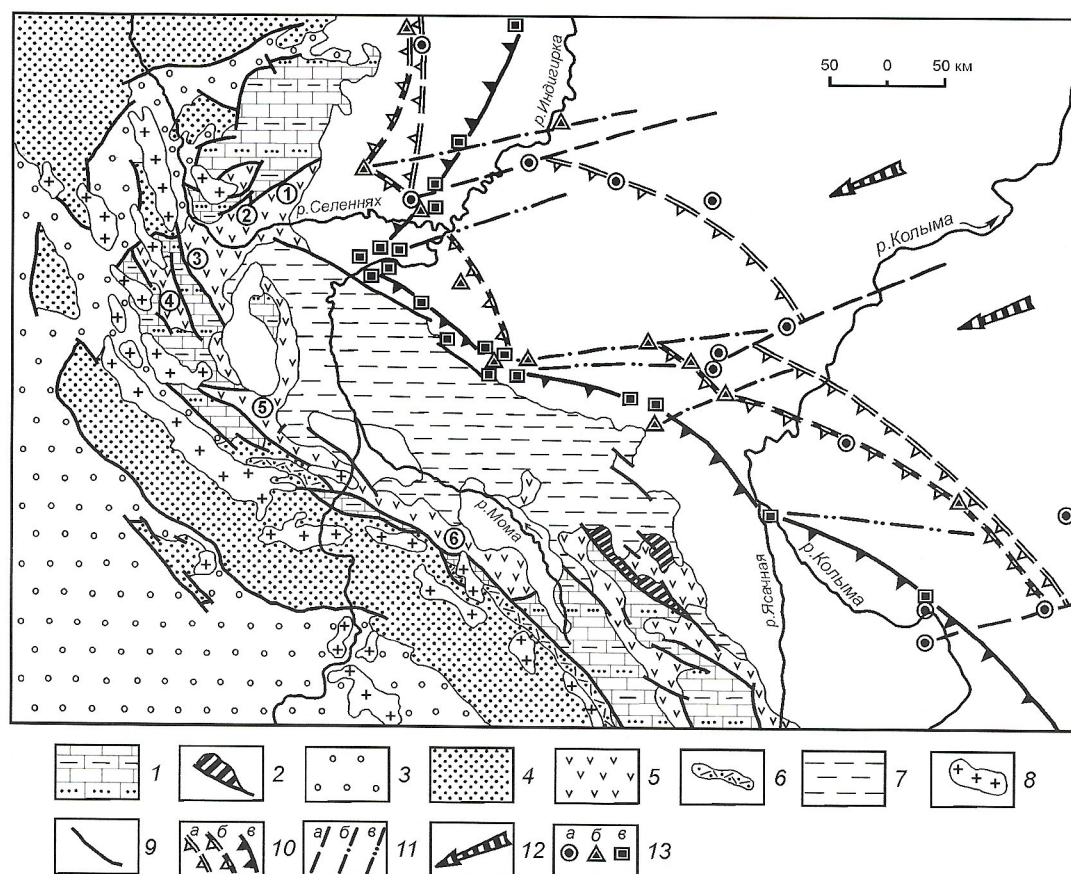


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Уяндино-Ясачненского вулcano-плутонического пояса и окружающих территорий [12]:

комплексы основания островной дуги: 1 — карбонатные и карбонатно-терригенные комплексы шельфа пассивной окраины, PZ-MZ₁; 2 — осадочно-вулканогенные комплексы аккреционной призмы, PZ — T; 3 — терригенные комплексы пассивной окраины, P—T; 4 — отложения тылового бассейна, J₂₋₃; 5 — островодужные образования, J_{2bt2}—J_{3v}; 6 — вулканогенные отложения тыловых грабенов рифтовой природы, J_{3v2-3}; 7 — туфогенно-терригенный комплекс преддуговой террасы, J_{3v2-3}; 8 — массивы гранитоидов; 9 — тектонические контакты; 10 — глубоководный желоб и направление падения сейсмофокальной зоны, стадии: а — ранняя, б — средняя, в — поздняя; 11 — трансформные разломы по стадиям: а — ранняя, б — средняя, в — поздняя; 12 — направление субдукции; 13 — расчетные точки положения желоба: по базальтам с SiO₂: а — 45%, б — 50%; в — по андезитобазальтам с SiO₂ 60%; вулканогенные поля северо-восточной части пояса (цифры в кружках): 1 — Салтага-Тасское, 2 — Сыачанское, 3 — Кыра-Суордахское, 4 — Догдинское, 5 — Умбинское, 6 — Интахское

водно-оползневыми текстурами, а задуговой прогиб скрыт под надвиговыми структурами хр.Черского [12]. По мнению Л.М.Парфенова [10, 14], Уяндино-Ясачненская дуга связана с зоной субдукции, располагавшейся к юго-западу от нее и наклоненной под окраину Колымо-Омолонского микроконтинента (супертеррейна). Юрские отложения Полоусного и Иньяли-Дебинского синклиория при этом рассматриваются как преддуговые, а кимеридж-волжские Илинь-Тасского антиклинория — как задуговые.

Исследования авторов, проведенные ранее в пределах северо-восточной ветви Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса, подтверждают его островодужную природу и полярность дуги по А.П.Ставскому [15, 16]. В настоящей работе эти исследования дополнены анализом новых материалов по составу магматических образований вулканогенных полей северо-западной и центральной частей данного пояса, что позволяет уточнить его геодинамическую позицию.

Геологическое строение вулканогенных полей. Северо-восточная ветвь рассматриваемого пояса протягивается вдоль юго-западной границы Селенняхского кряжа на расстояние 150 км. Она включает Салтага-Тасское, Сыачанское, Кыра-Суордахское и ряд мелких вулканогенных полей. В ближайшем к глубоководному желобу Салтага-Тасском вулканогенном поле (см. рис. 1) с оксфордского до волжского времени преимущественно в субаквальной обстановке происходили вулканические излияния со сменой существенно базальтовых лав лавами пестрого, а в конце волжского века — кислого состава. В целом вулканисты образуют непрерывную базальт-андезит-риолитовую магматическую серию. Присутствие в верхах вулканогенного разреза игнимбритов и примеси пепла в ассоциирующих с вулканистами терригенных породах указывает на переход к субаэральному характеру излияний. Суммарная мощность вулканогенного разреза 1200 м. Широко распространены субвулканические и гипабиссальные массивы, комагматичные вулканистам преимущественно средних горизонтов разреза.

В пределах расположенных далее на юго-запад от предполагаемого положения глубоководного желоба Сыачанского и Кыра-Суордахского полей северо-восточной ветви Уяндино-Ясачненского пояса при сохранении общих особенностей вулканогенного разреза возрастает роль туфогенных пород (туфобрекчии, туфы, туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты). В верхах разреза появляются пепловые туфы, а в цементе терригенных пород фиксируется пирокластический материал. В позднекимеридж-волжских отложениях обычны углистые аргиллиты и остатки углефицированной флоры в терригенных породах. Это свидетельствует о том, что, начиная с этого времени, по крайней мере периодически, вулканисты формировались в субаэральной обстановке [16].

Умбинское вулканогенное поле (см. рис. 1) северной части Илинь-Тасской зоны исследуемого пояса вытянуто на 60 км вдоль границы хр.Тас-Хаяхта и Момо-Селенняхской впадины. В его пределах позднеюрские вулканогенно-осадочные породы мощностью 1500—1800 м несогласно залегают на позднебатско-келловейских терригенных и палеозойских (в северной части поля) терригенно-карбонатных и карбонатных отложениях. В нижней части разреза фиксируются базальтовые туфобрекчии и покровы. Выше наблюдается частое чередование покровов базальтов, андезитобазальтов, андезитов; горизонтов их класто-

и туфолав; прослоев глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, содержащих фаунистические остатки оксфордского и кимериджского возрастов. Менее распространены лавы и туфы риолитового состава. Таким образом, как и в рассмотренных вулканогенных полях, здесь фиксируется непрерывная базальт-андезит-риолитовая серия вулканистов. В верхней части разреза преобладают лавы и туфы риолитового состава. В прослоях терригенных пород обнаружены остатки двустворок позднекимеридж-ранневолжского возраста [4, 6]. Для этого времени характерны также экструзии риолитов.

Покровы вулканистов сопровождаются комагматичными штокообразными и субвулканическими телами габбро-долеритов, долеритов, андезитовых порфиритов, риолитов, которые интродуцируют нижнюю и частично среднюю часть позднеюрского разреза.

По данным геологосъемочных работ в пределах Умбинского поля картируется мощная зона растяжения северо-западного простирания. Она маркируется покровами субшелочных базальтов (муджиеритов) и узкими протяженными (до 12 км) трещинными телами мелкозернистых субшелочных габбро и габбро-долеритов, переходящих к габбро-сиенитам и кварцевым сиенитам. Эти тела разбиты на блоки нарушениями северо-восточного и субширотного простирания и сопровождаются свитами даек того же состава. В позднемеловое время по многочисленным тектоническим нарушениям внедрились дайки щелочных лампрофиров, дайки и субвулканические тела щелочно-полевошпатовых риолитов и риодацитов.

В *Интахском* вулканогенном поле, расположенном южнее в зоне сочленения Хаяргастахского горст-антиклинория и Иньяли-Дебинского синклиория, позднеюрский вулканогенно-осадочный комплекс с мощностью 600—700 м с угловым несогласием перекрывает келловейские и палеозойские отложения. В его нижней части наблюдаются андезитобазальты, андезиты, туфы того же состава с прослоями алевролитов, песчаников, глинистых сланцев небольшой мощности. Выше залегают риолиты и их туфы с маломощными прослоями алевролитов. В целом в породах резко преобладают андезиты и их туфы при подчиненном развитии кислых эффузивов. В прослоях терригенных пород из нижней и средней частей разреза установлена фауна оксфорд-кимериджского возраста, а верхней — ранневолжского [4, 13].

Позднеюрские вулканогенные образования вмещают пластообразные тела и силлы субшелочных базальтоидов и трахиандезитов, которые при проведении геологосъемочных работ нередко включались в состав вулканогенного разреза, что приводило к противоречивости в трактовке специфики магматизма вулканического поля и геодинамической обстановке его формирования.

Позднемеловой комплекс в Интахском поле представлен континентальными эффузивами кислого состава лавовой и пирокластической фаций с редкими маломощными прослоями осадочных пород в низах разреза и дайками щелочных габброидов.

Существенно иной характер носит магматизм *Догдинского* вулканогенного поля, локализованного в центральной части хр.Тас-Хаяхта в зоне сочленения мощных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. В отличие от рассмотренных вулканогенных полей, позднеюрский магматизм здесь представлен бимодальной базальт-риолитовой ассоциацией. По данным Ю.В.Каря-

кина, в нижней части стратифицированных образований развиты почти исключительно субщелочные базальты, реже наблюдаются их туфобрекчии и тефроиды основного состава в переслаивании с туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Наряду с базальтоидами покровной фации широко развиты мощные протяженные дайки и трещинные тела габбро-сиенитов, аналогичные описанным для Умбинского поля.

В верхах нижней части разреза появляются относительно мощные (до 40 м) горизонты туфобрекчии риодацитового и риолитового составов. Мощность этой части разреза до 340 м. Выше стратиграфически несогласно залегает толща (275—290 м) риолитов, риодацитов, их лаво- и туфобрекчии, игнимбритов с резко подчиненным количеством вулканогенно-осадочных пород и аргиллитов [16].

Петрохимические особенности и геодинамические обстановки формирования магматических пород. Во всех рассмотренных вулканогенных полях, за исключением Догдинского, преобладают эффузивные и комагматичные им субвулканические и гипабиссальные образования непрерывной известково-щелочной серии (рис. 2). На диаграмме магматических серий Л.С.Бородин [2] точки составов пород известково-щелочной серии Уяндино-Ясачненского пояса образуют общий тренд, практически совпадающий с границей раздела низкощелочных и известково-щелочных ассоциаций (рис. 3), а на диаграмме геодинамических обстановок (рис. 4) они располагаются в пределах поля субдукционных магматических образований. К сожалению, вулканы Догдинского поля повсеместно подверглись интенсивному постмагматическому преобразованию, что не позволяет использовать имеющиеся аналитические данные для корректных петро- и геохимических построений.

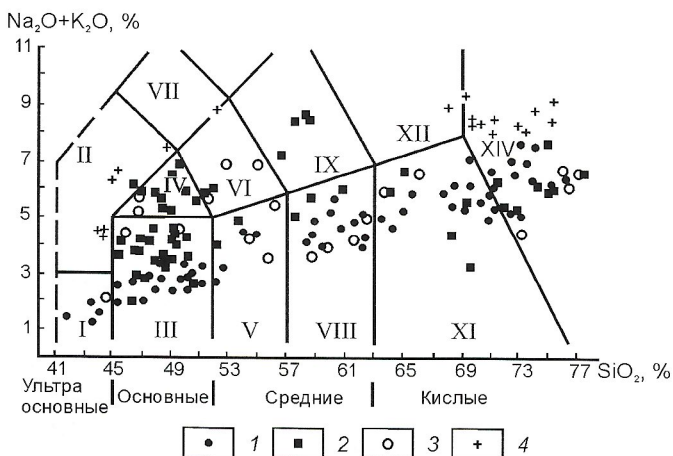


Рис. 2. Классификационная диаграмма для магматических пород Уяндино-Ясачненского пояса:

позднеюрские магматические породы вулканогенных полей: 1 — Салтага-Тасское, Сыачанское и Кыра-Суордахское, 2 — Умбинское, 3 — Интахское; 4 — позднемеровые породы вулканогенных полей Умбинского и Интахского; поля диаграммы [8]: I — пикробазальт, II — базанит и тефрит, III — базальт, IV — трахибазальт, V — базальтовый андезит, VI — базальтовый трахиандезит, VII — фонотефрит, VIII — андезит, IX — трахиандезит, X — тефрифолит, XI — дацит, XII — трахидацит, трахит, XIII — фонолит, XIV — риолит

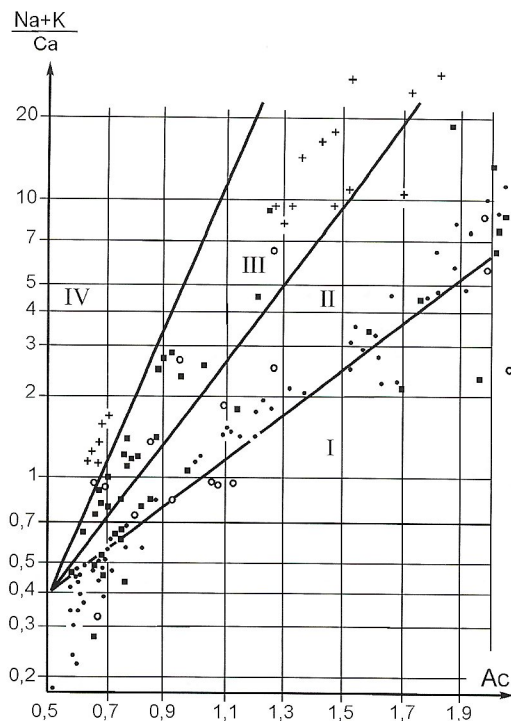


Рис. 3. Магматические серии пород Уяндино-Ясачненского пояса:

Ac — активность катионов; поля щелочности [2]: I — известково-щелочное, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — щелочное [2]; остальные усл. обозначения см. рис. 2

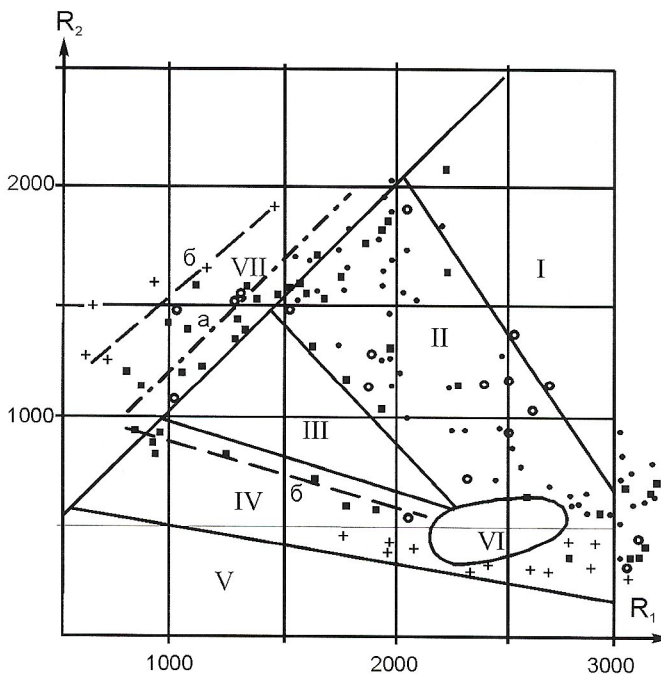


Рис. 4. Геодинамические обстановки формирования магматических пород Уяндино-Ясачненского пояса:

тренд составов пород: а — каликатровой субщелочной серии; б — позднемеровых магматических пород; поля диаграммы [18]: I — производных мантийных магм, II — доплитной коллизии (субдукционное), III — постколлизии воздымания, IV — позднеорогенное, V — анорогенное, VI — синколлизии, VII — производных щелочных магм; $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe - Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$; остальные усл. обозначения см. рис. 2

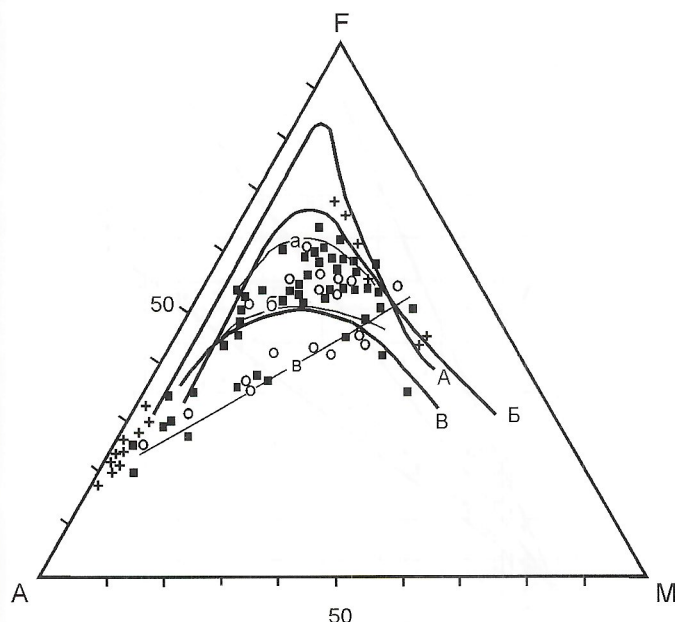


Рис. 5. Диаграмма AFM для вулканитов Уяндино-Ясачненского пояса:

тренды эволюции: А — континентальный толеитовый, В — океанических островов, С — известково-щелочной [19]; верхнеюрского вулканогенного разреза Салтага-Тасского поля: а — мукдуканской свиты нижней части, б — догдинской и кыринской свит верхней части, в — субщелочной серии Умбинского и Интахского полей; остальные усл. обозначения см. рис. 2

Для магматических пород северо-восточной ветви рассматриваемого пояса, наиболее детально изученных к настоящему времени, установлена вертикальная и латеральная зональность составов. Вертикальная зональность выражена в увеличении вверх по разрезу роли кислых пород, смене оливин-клинопироксеновой минеральной ассоциации амфибол-пироксеновой и амфибол-двупироксеновой, росте концентрации легких лантаноидов, увеличении расчетных глубин до сейсмофокальной зоны от 137 до 168 км и давлений в очагах магмогенерации от $7 \cdot 10^2$ до $12 \cdot 10^2$ МПа [16].

Горизонтальная зональность фиксируется по закономерному росту с востока на запад в разновозрастных вулканитах близкой кремнекислотности средних содержаний К, Ва, Li, Rb и легких лантаноидов, увеличению расчетных уровней магмогенерации и глубин до сейсмофокальной зоны при образовании разновозрастных вулканитов (до 180 км и $15 \cdot 10^2$ — $17 \cdot 10^2$ МПа для базальтоидов низов вулканогенного разреза в пределах Кыра-Суордахского поля) [16]. Такая зональность описана в литературе для многих островодужных систем и зон их коллизии с окраинами континентов [5].

Базальтоиды низов вулканогенного разреза в пределах северо-восточной ветви Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса характеризуются повышенной степенью окисленности железа (в среднем 0,45) и относительно низкими содержаниями MgO (5,6%) и TiO₂ (1,3%). От толеитов юных дуг их отличает невысокая магнезиальность, низкие концентрации Cr и Ni и повышенные К, Rb, La, Sr, Ba, Zr, Yb. По этим параметрам они занимают промежуточное положение между базальтоидами толеитовых серий юных и развитых дуг [15, 16]. На диаграмме AFM

(рис. 5) вулканиты низов разреза (мукдуканская свита) образуют тренд с прогрессивным ростом железистости, достигающей максимума в области андезитовых расплавов. Подобные тренды характерны для пород юных дуг, находящихся в стадии перехода к развитым [1]. В более молодых вулканитах этот рост железистости становится менее заметным — вплоть до полного совпадения тренда с границей раздела толеитовой и известково-щелочной серий, что типично уже для магматизма развитых дуг. Большая часть точек составов вулканитов известково-щелочной серии Умбинского и Интахского вулканогенных полей расположена между двумя указанными трендами. По соотношению K₂O и SiO₂ (рис. 6), характеру распределения элементов-примесей (рис. 7) позднеюрские магматические породы в большинстве также наиболее близки вулканитам развитых дуг. Отличие заключается лишь в несколько больших содержаниях Rb, Ba, Zr, что может быть обусловлено как особенностями составов магмообразующих субстратов, так и наложением более позднего магматизма. Все эти данные позволяют сделать вывод о смене во времени обстановки юной (с отклонением к развитой) островной дуги обстановкой развитой (с отклонением к зрелой) дуги. Поскольку типичные для зрелых дуг субщелочные образования среди вулканитов северо-восточной ветви пояса не установлены, то можно говорить о существовании здесь в поздней юре островной дуги быстрого и неполного развития [16].

Многие исследователи отмечают широкое распространение в пределах Илинь-Тасской зоны рассматриваемого пояса субщелочных и щелочных базальтоидов, на чем в значительной степени и основываются выводы о его рифтогенной [13] или гетерогенной [6] природе. По нашим данным, в Умбинском поле такие породы образуют дифференцированный ряд от субщелочных базальтов (муджиритов) и габбро до кварцевых сиенитов. На всех приводимых диаграммах точки составов субщелочных пород име-

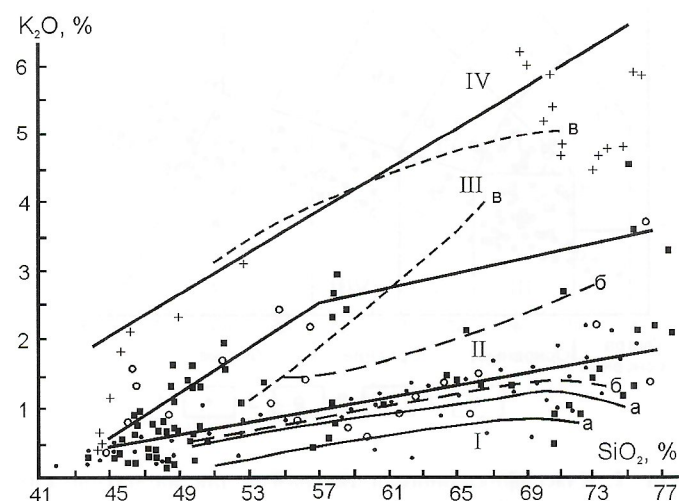


Рис. 6. Соотношение K₂O—SiO₂ в магматических породах Уяндино-Ясачненского пояса:

поля диаграммы — серии магматических пород [21]: I — низкокальцевая толеитовая, II — среднекальцевая известково-щелочная, III — высококальцевая известково-щелочная, IV — шoshонитовая; тренды эволюции магматических ассоциаций островных дуг [1]: а — юных, б — развитых, в — зрелых; остальные усл. обозначения см. рис. 2

ют свои собственные тренды и поля, отличные от таковых преобладающих известково-щелочных островодужных образований. На диаграмме $10\text{MnO}-\text{TiO}_2-10\text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 8, А) точки их составов локализируются в основном в поле базальтов океанических островов (следует отметить, что по этому и ряду других параметров базальты каликатровой субщелочной серии островных дуг и океанических островов слабо различимы), а на диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ (см. рис. 8, Б) расположены вблизи трендов рифтогенных образований, что служит еще одним критерием, подтверждающим «рифтогенную» природу Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса.

О.А.Богатиков и А.А.Цветков [1] указывают на широкое распространение нестандартной схемы развития современных и ископаемых островных дуг, где каликатровые субщелочные серии пород, как правило, имеющие более глубинное происхождение, могут проявляться на разных, в т.ч. и на самой ранней, стадиях развития дуги и в разных ее зонах (Алеутская, Новогейбридская дуги и др.). По мнению этих авторов, такой ход развития может быть обусловлен наложением на наиболее распространенный в островных дугах режим сжатия локальных или региональных процессов растяжения. Эти процессы в ряде случаев приводят к разрыву субдуцируемой литосферной плиты и потуплению по зонам разрывов более глубинных магм [17].

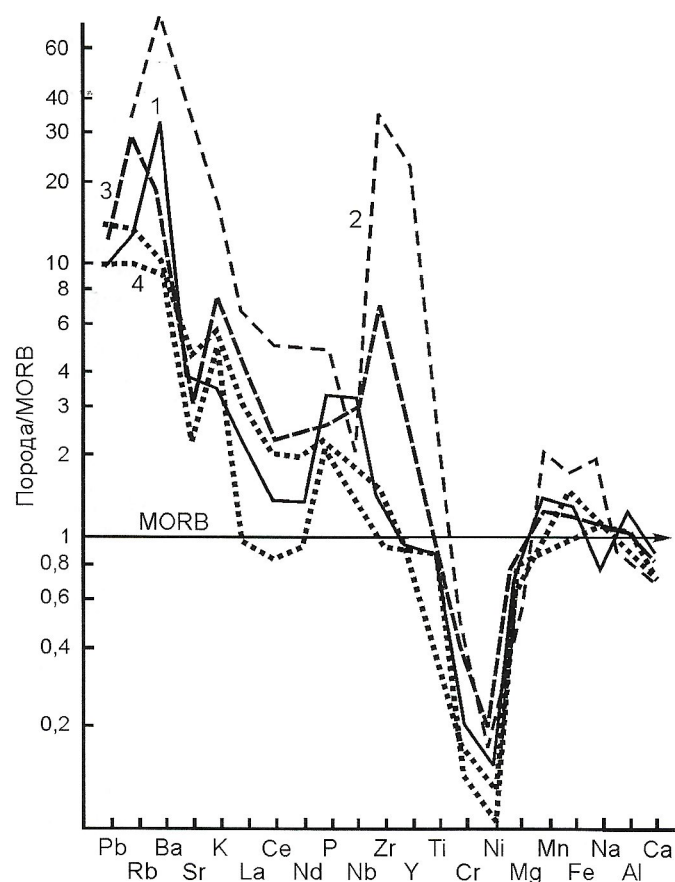


Рис. 7. Спайдер-диаграмма для магматических пород Уяндино-Ясачненского пояса:

графики распределения элементов, вулканогенные поля: 1 — Салтага-Тасское, базальты нижней части разреза, 2 — Умбинское; 3 — Умбинское поле, трахибазальты (муджириты); 4 — развитые островные дуги, базальты [1]

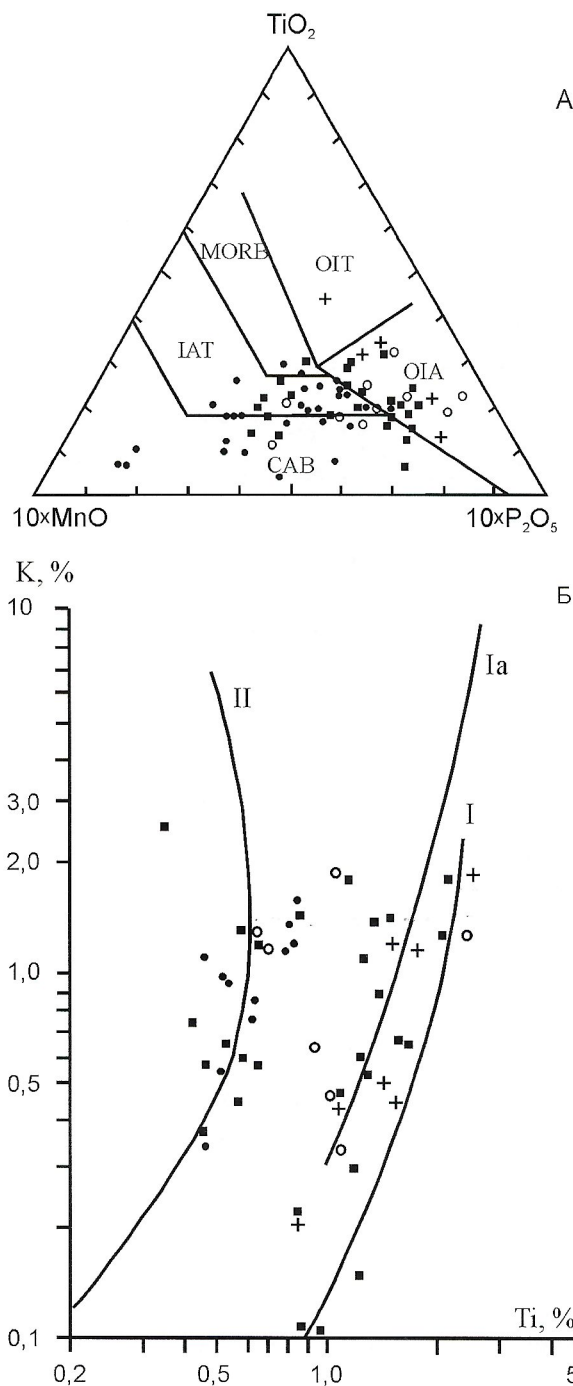


Рис. 8. Соотношение в базальтоидах Уяндино-Ясачненского пояса $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ (А) и $\text{K}-\text{Ti}$ (Б):

А — поля диаграммы [20]: CAB — известково-щелочные базальты островных дуг, IAT — островодужные толеиты, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OIT — толеиты океанических островов, OIA — щелочные базальты океанических островов; Б — тренды [9]: I — рифтогенный океанический, Ia — континентально-рифтогенный, II — геосинклинальный; остальные усл. обозначения см. рис. 2

Такой «нестандартный» ход развития для Уяндино-Ясачненского пояса Е.Ф.Дылевский [6] считает маловероятным, поскольку по его данным в отличие от субщелочных серий подобных островных дуг здесь развит не каликатровый, а натровый субщелочной магматизм. Однако анализ собственных материалов и материалов предшес-

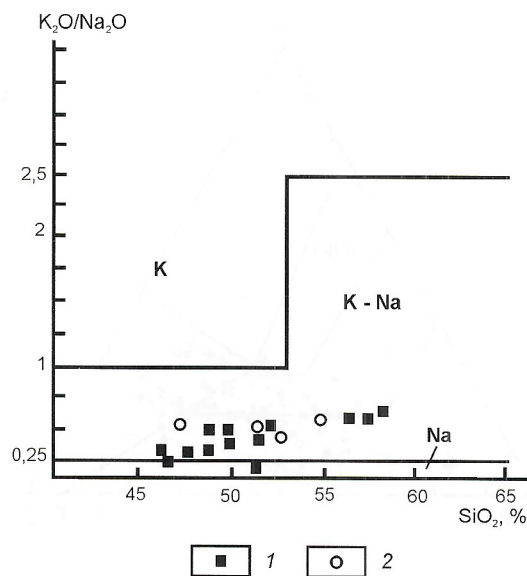


Рис. 9. Соотношение K_2O/Na_2O-SiO_2 в породах субщелочной серии:

поле: 1 — Умбинское, 2 — Интахское

твенников привел нас к иному выводу. Как известно, Петрографическим комитетом подчеркивается, что для корректных построений можно использовать только анализы тех пород, в которых содержание H_2O не превышает 2%, а CO_2 — 0,5% [11]. Более 80% таких анализов субщелочных магматических пород рассмотренных вулканогенных полей (и в целом около 70% всех имеющихся в нашем распоряжении анализов пород субщелочной серии пояса) отвечает не натровым, а калинатровым сериям (рис. 9). Справедливость данного вывода подчеркивается и широким распространением в составе этих образований мудиеритов — олигоклазовых базальтов, весьма характерных для субщелочных серий современных и ископаемых островных дуг.

Что касается базальтов Догдинского поля, то по принадлежности их к той же известково-щелочной магматической серии обстановки субдукции, что и основная часть вулканитов рассмотренных полей, они отличаются повышенными содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Zr и Y и их соотношениями, близкими таковым пород щелочных серий. По данным Ю.В.Карякина [16], ряд параметров этих базальтоидов близок параметрам вулканитов палеоостроводужной природы, тогда как другие — рифтогенных вулканитов. Такие ассоциации чаще всего возникают в обстановке локального растяжения на фоне общего сжатия на краях континентальных плит и в тыловых частях островных дуг (структуры типа «pull-apart»).

Во многих вулканических полях исследуемого пояса, в т.ч. в рассмотренных в настоящей работе Умбинском и Интахском, развиты также вулканические и субвулканические образования позднемелового возраста, приуроченные к зонам тектонических нарушений. Они характерны для бимодальных калинатровых и калиевых серий субщелочных и щелочных пород, точки составов которых дают собственные поля и тренды на всех приводимых диаграммах. По многим параметрам эти образования близки таковым магматических пород Индигирского пояса растяжения земной коры [14] и, возможно, маркируют его южное

окончание, наложенное на островодужные постройки данного пояса.

Проведенные исследования магматических образований Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса подтверждают выводы о его островодужной природе, которая затухивается как неполнотой и «нестандартностью» развития дуги, так и наложением более молодого магматизма.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 03-05-96079p2003арктика-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатилов О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988.
2. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
3. Гедько М.И. Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88—100.
4. 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, 1974. С. 50—107.
5. Данилов В.Г., Ставский А.П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. № 1. С. 44—45.
6. Дылевский Е.Ф. Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 52—62.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. — М.: Недра, 1990.
8. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. — М.: Недра, 1997.
9. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
10. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги северо-востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
11. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. — С-Пб: ВСЕГЕИ, 1995.
12. Ставский А.П., Гедько М.И., Данилов В.Г. Уяндино-Ясачненская островная дуга / Геологическое картирование вулканических поясов. — М.: Недра, 1994. С. 265—297.
13. Сурнин А.А. Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. — Новосибирск: Наука, 1990.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова и М.И.Кузьмина. — Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
15. Трунилина В.А. К вопросу о природе Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса / Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. — Якутск, 1999. Т. 1. С. 123—127.
16. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. и др. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск, 1999.
17. Andesites: Orogenic andesites and related rocks. L.: Wiley, 1982.
18. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. Vol. 48. P. 43—55.
19. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. P. 523—548.
20. Mullen E.D. MnO/ TiO_2/P_2O_5 : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62. P. 53—62.
21. Peccerillo A., Taylor S.K. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastanomy Areas Northern Turkey // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 58. P. 63—81.

Среднепалеозойские рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ

Территория Верхоянского складчатого (складчато-надвигового) пояса рассматривается как внешняя зона Верхояно-Колымской орогенной области, сформированная на погруженной окраине Сибирского континента или Северо-Азиатского кратона [14]. Основные тектонические элементы этого пояса — складчато-надвиговые зоны, антиклинории и синклинории, сложенные терригенными толщами пассивной континентальной окраины или верхнепалеозойско-мезозойскими отложениями верхоянского комплекса, были созданы в позднем мезозое в результате столкновения Колымо-Омолонского микроконтинента с восточной окраиной Сибирского континента.

Изучение геологического строения современных и древних пассивных окраин показывает, что они имеют двухъярусное строение [1, 15]. Структуры нижнего яруса или рельефа поверхности основания представлены системой горстов и грабенов, образованных в рифтовую стадию развития пассивной окраины. Верхний структурный ярус, перекрывающий рифтовые структуры, представлен мощными осадочными толщами континентального шельфа, склона и подножья, которые слагают крупную линзовидную проградационную призму или миогеоклиналь. Отложения верхнего яруса в процессе последующей коллизии подвергаются складчато-надвиговым деформациям и входят в состав тектонических структур внешней зоны орогенного пояса. При этом структуры рифтовой стадии — погребенные грабены и горсты — сохраняются в основании складчатых комплексов пассивной окраины. Таким образом, нижний и верхний структурные ярусы пассивных континентальных окраин формируются в разных геодинамических условиях и резко отличаются друг от друга тектоническим строением.

В соответствии с общей схемой эволюции пассивных континентальных окраин, в геологической истории Верхоянского складчатого пояса также устанавливаются три стадии тектонического развития: среднепалеозойская рифтовая, позднепалеозойско-среднемезозойская пассивной окраины и позднемезозойская коллизийная.

Процессы среднепалеозойского рифтогенеза в пределах данного пояса установлены в Сетте-Дабанской и Хара-Улахской зонах по проявлению соответствующего типа базальтового магматизма [2, 8, 10]. Однако сами погребенные рифтовые структуры в основании складчатого пояса на сегодняшний день практически не изучены. Сведения о них можно получить из имеющихся геолого-геофизических схем и профилей [14, 16, фондовые материалы], составленных как для всей этой обширной области, так и для ее отдельных участков. В настоящей статье автор попытался обсудить вопросы размещения, строения и развития среднепалеозойских рифтовых структур в основании Верхоянского складчатого пояса. Следует указать, что границы выделяемых погребенных рифтовых структур в некоторой степени условны, и сбросовые разломы, фиксирующие эти границы, изображены в виде проекций их плоскостей на земную поверхность.

Общая характеристика структур поверхности основания рассматриваемого складчатого пояса отражена на схе-

ме рельефа консолидированной коры (фундамента), составленной на основе интерпретации гравиметрических материалов [16]. Расчлененная, неровная поверхность фундамента характеризуется развитием поднятых и глубоко опущенных участков и зон разных направлений (рис. 1). Протяженные отрицательные линейные структуры поверхности фундамента ранее интерпретировались как прогибы: Западно-Верхоянский, Южно-Верхоянский, Иньяли-Дебинский и Полоусненский [16]. Однако, исходя из современных представлений о палеогеодинамической природе Верхоянского складчатого пояса [14] с позиции тектоники литосферных плит, эти прогибы следует трактовать, как крупные линейные грабены, ограниченные зонами листрических сбросов и возникшие в рифтовую стадию развития Верхоянской пассивной окраины.

Структурный анализ рельефа поверхности фундамента данного складчатого пояса позволяет выделить две системы среднепалеозойских рифтовых структур — Западную и Восточную (рис. 2). Западная представлена Западно-Вер-

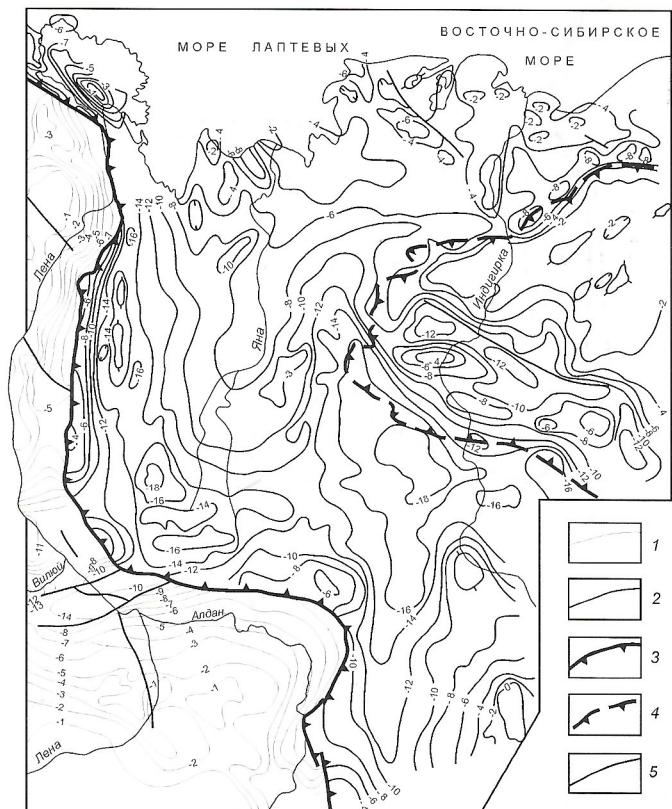


Рис. 1. Схема рельефа поверхности консолидированной коры Восточной Якутии [16]:

изогипсы поверхности, км: 1 — кристаллического фундамента Сибирской платформы, 2 — консолидированной коры Верхояно-Колымской складчатой области; надвиги: 3 — западной границы Верхоянского складчатого пояса, 4 — ограничивающие структуры Колымо-Омолонского микроконтинента; 5 — прочие разломы

хоянским грабеном, торцово сочленяющимся на юге с Вилуйско-Дербекинским рифтовой зоной. Восточная состоит из Ольджойско-Нерской ступени, обрамляющей структуры Колымо-Омолонского микроконтинента, и Сетте-Дабанского рифтового грабена. На схеме (см. рис. 1) довольно уверенно прослеживается, что Сетте-Дабанский грабен — составная часть Восточной рифтовой системы, а не Западной.

Западно-Верхоянский грабен долготного направления (см. рис. 2) устанавливается под антиклинорными структурами Верхоянской зоны рассматриваемого складчатого пояса от истоков р.Тумара (на юге) до побережья губы Буор-Хая (на севере) более чем на 600 км. Наибольшая ширина грабена в южной части (до 200 км), где его днище сильно расчленено и погружено на глубину до 14 км, местами до 18 км. В северном направлении он сужается до 80 км и разветвляется на относительно мелкие и менее глубокие грабены. В центральной части грабен осложнен узким продольным горстом и поперечными сдвиговыми разломами широтного направления. Структура грабена асимметричная, с крутым относительно ровным западным бортом и более пологим восточным.

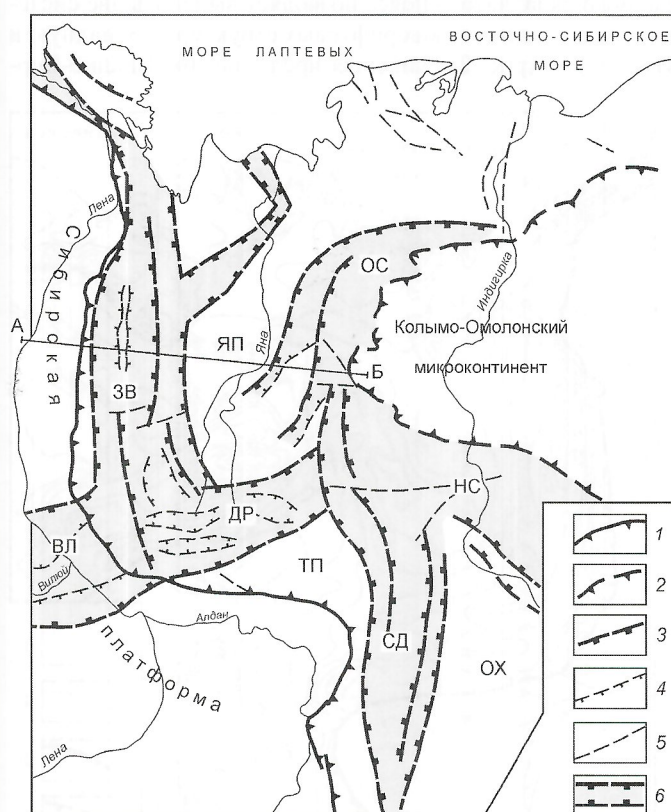


Рис. 2. Схема среднепалеозойских рифтовых структур в основании Верхоянского складчатого пояса:

границные надвиги: 1 — Верхоянского складчатого пояса, 2 — Колымо-Омолонского микроконтинента; проекции на земную поверхность разломов фундамента: 3 — региональные сбросы, 4 — локальные сбросы, 5 — прочие разломы; 6 — зоны среднепалеозойских рифтовых грабенов с утоненной континентальной корой; *Западная рифтовая система*, грабены: ЗВ — Западно-Верхоянский, ДР — Дербекинский, ВЛ — Вилуйский; *Восточная рифтовая система*: СД — Сетте-Дабанский грабен, ступени: ОС — Ольджойская, НС — Нерская; поднятия: ЯП — Янское, ТП — Томпонское; ОХ — Охотский массив

Дербекинский грабен прослеживается от истоков р.Дулгалах на юго-западе до бассейна р.Дербеке на северо-востоке почти на 400 км (см. рис. 2). Более сложное строение структуры устанавливается в зоне сочленения его с Западно-Верхоянским и Вилуйским рифтами. Здесь дно грабена погружено на глубину до 16 км, а к северо-востоку поднимается до 12 км. Северо-западный борт грабена характеризуется пологим погружением блоков, а противоположный — относительно крутым и осложнен двумя поперечными горстовыми выступами. В тектоническом отношении Дербекинский грабен не только разделяет Янское и Томпонское поднятия, но и соединяет структуры Западной и Восточной рифтовых систем.

Ольджойская ступень Восточной рифтовой системы в плане дугообразная и сужается с запада на восток от 100 до 25 км (см. рис. 2), возможно, за счет значительного перекрытия ее восточной части надвинутыми блоками земной коры Колымо-Омолонского микроконтинента. На юге в бассейне р.Туостях наиболее погруженные участки (до 14 км) Ольджойской ступени переходят в структуры дна Нерской, которые опущены до максимальных глубин 16—18 км и расположены в зоне сочленения ее с Дербекинской и Сетте-Дабанской рифтовыми грабенами. На правом берегу р.Индигирка юго-западный борт Нерской ступени представлен ступенчато погруженными в северо-восточном направлении блоками фундамента Охотского массива.

Сетте-Дабанский грабен долготного направления находится под структурами Южно-Верхоянского синклинория. На севере он своей наиболее широкой (150—200 км) и погруженной (до 16 км) частью сливается со структурами дна Нерской ступени (см. рис. 2). В южном направлении дно рифта поднимается до 10 км в бассейне р.Юдома, а далее сужается и выклинивается в бассейне р.Мая. Западный борт Сетте-Дабанского рифта крутой и ровный, а восточный — более пологий, обладает сложным строением, вероятно, за счет ответвления небольших мелких грабенов.

Янское горстовое поднятие разделяет Западно-Верхоянский грабен и Ольджойскую ступень (см. рис. 2). Поверхность поднятия неровная, нарушена разломами и мелкими грабенами разных направлений. В северной, наиболее приподнятой части, кровля залегает на глубине 4 км, в южной — постепенно опускается до глубин 10—12 км. Юго-восточная окраина поднятия нарушена сбросовыми разломами ограничения Ольджойской ступени, которые проникают в его структуры и разбивают на узкие и мелкие грабены и горсты северо-восточного направления. Сложное строение имеет северо-западная часть поднятия, расположенная под Омолуй-Янским междуречьем, где его поверхность нарушена мелкими грабенами (ширина 25—30 км) северо-восточной ветви Западно-Верхоянского рифта (см. рис. 2).

Асимметричное строение Западно-Верхоянского и Сетте-Дабанского грабенов позволяет предполагать, что они формировались по модели Вернике вдоль региональных листрических сбросов, погружающихся на восток от Сибирской платформы. Региональные сбросы в строении грабенов находятся в полном согласии с общим погружением блоков основания пассивной окраины, наращиванием стратиграфического разреза и увеличением мощности отложений верхоянского комплекса в восточном направлении. Вертикальные смещения по сбросам, измеряемые между поверхностями ступенчато опущенных блоков фундамента, составляют 4—8 км.

Западная и Восточная среднепалеозойские рифтовые системы различаются временем заложения, длительностью развития и последовательным образованием их с востока на запад [2]. Наиболее ранние и более продолжительные по времени формирования — рифтовые зоны Восточной системы — Джалканская (Южное Верхоянье), Белоноченская (Южное Приколымье) и Селеннянская, которые маркируются проявлением трахибазальтового магматизма живет-раннетурнейского возраста [2, 6]. Более поздний и относительно кратковременный рифтовый процесс франского времени [3, 8] характерен для Хара-Улахской и Вилуйской зон Западной рифтовой системы. Полный раскол земной коры произошел вдоль главного Индигирского грабена Восточной рифтовой системы, где среднепалеозойский континентальный рифтогенез в позднем палеозое—раннем мезозое перерос в процесс спрединга. В результате континентальный блок Омурлевского хребта откололся и отодвинулся от края Сибирского континента с образованием между ними Оймяконского океана [14]. Сетте-Дабанский, Западно-Верхоянский и Дербекинский грабены представляют собой отмершие внутриконтинентальные среднепалеозойские рифтовые структуры, погребенные терригенными отложениями верхоянского комплекса, накопившимися в обстановке пассивной континентальной окраины.

Позднепалеозойско-среднемезозойская стадия характеризуется становлением и развитием Верхоянской пассивной континентальной окраины. Структуры основания, представленные системой рифтогенных горстов и грабенов, погружались и захоронялись терригенными породами верхоянского комплекса, слагающими огромную проградационную призму из осадочных отложений шельфа, континентального склона и подножья [4, 12]. Однако неординарная обстановка осадконакопления в позднем палеозое, по-видимому, существовала в северной части Верхоянской пассивной окраины, где выделяется Янское поднятие (см. рис. 2). Если допустить, что в стадию пассивной окраины этот горст существовал в виде неглубоко погруженного обширного поднятия континентальной коры, то он в позднем палеозое препятствовал транзиту осадков, сносимых с Сибирской платформы, в восточном направлении. В начале этой стадии обломочный материал, очевидно, разносился вдоль Западно-Верхоянского и Вилуйского грабенов и заполнял их. Так, например, в пределах центральной части Вилуйского рифта в позднем карбоне—поздней перми накопились терригенные породы мощностью более 3,5 км [14]. Позже, по мере компенсационного заполнения осадками Западно-Верхоянского и Вилуйского грабенов, отложения пассивной окраины к его континентальному подножью (на востоке) могли выноситься вдоль Дербекинского грабена. И, наконец, источником сноса, вероятно, служил и сам обширный Янский горст, поставляя обломочный материал как в западном, так и в восточном направлениях.

С формированием пассивной окраины следует связывать и возникновение конседиментационных сбросов, представляющих собой рифтовые сбросы фундамента, «прорастающие» или проникающие вверх в породы осадочного чехла. Образование этих сбросов в породах осадочного чехла происходило прерывисто и продолжалось до полного прекращения погружения блоков фундамента пассивной окраины по рифтовым сбросам.

Косвенные признаки развития конседиментационных сбросов Верхоянской пассивной окраины маркируются, по крайней мере, двумя эпизодами магматизма. Проявление

основного магматизма раннетриасового возраста в Западно-Верхоянской зоне [5], по-видимому, было связано с одним из ранних этапов активизации рифтовых сбросов фундамента в процессе погружения пассивной окраины. При этом позднепалеозойские отложения, которые к этому времени плащеобразно перекрывали среднепалеозойские рифтовые структуры, были вовлечены в конседиментационные сбросовые движения. В последующем блоки позднепалеозойских пород, ограниченные конседиментационными сбросами раннетриасового возраста, перекрывались и захоронялись средне- и поздне триасовыми осадочными отложениями, до следующего эпизода образования конседиментационных сбросов, проявленного магматизмом раннеюрского возраста [9]. Таким образом, с погружением пассивной окраины по подновлявшимся разломам рифтовых структур в сбросовые нарушения периодически вовлекались все новые и новые осадочные породы формирующейся проградационной призмы верхоянского комплекса.

Позднемезозойская стадия знаменует превращение пассивной окраины во внешнюю складчато-надвиговую зону Верхояно-Колымской орогенной области [14]. В эту стадию, в результате складчатости и срыва осадочных пород со своего основания, тектонические дислокации верхоянского комплекса большей частью развивались независимо от структур фундамента. Следствием складчатости срыва и крупноамплитудных покровных перемещений является расположение складчато-надвиговых структур Хара-Улахского, Орулганского и Куранахского антиклинорий над Западно-Верхоянским рифтовым грабеном. Трудно себе представить иначе, что при широком развитии покровно-надвиговых дислокаций в Западно-Верхоянском секторе складчатого пояса [14], эти антиклинорные структуры и есть автохтонные образования. В одних случаях при формировании полойных срывов в породах осадочного комплекса верхние части конседиментационных сбросов могут срезаться и удаляться от корней в горизонтальном направлении на значительные расстояния. В других, конседиментационные сбросы преобразуются в надвиги и сдвиги, а также служат местами позднемезозойских даек и руд.

Для коллизионной стадии характерны тектонические движения, в которые были вовлечены и блоки земной коры Верхоянского складчатого пояса в результате активизации сбросов рифтовых зон. Эти сбросы в условиях регионального сжатия преобразовывались в надвиги и сдвиги, способствуя вращению и движению блоков фундамента в вертикальном и горизонтальном направлениях. Примером такого преобразования сбросов фундамента может служить Тенькинский сброс палеозойского возраста, трансформированный в позднем мезозое в надвиг [11]. Устанавливается соответствие направлений сбросов Дербекинского среднепалеозойского грабена направлению позднемезозойских сдвигов Дербеке-Нельгехинской системы в породах верхоянского комплекса. Это совпадение направлений разломов фундамента и осадочного комплекса можно объяснить активизацией среднепалеозойских рифтовых сбросов и сдвиговых движений по ним блоков коры в эпоху позднемезозойской коллизии. Следовательно, некоторые зоны позднемезозойских сдвигов Дербеке-Нельгехинской системы могут представлять собой сквозные единые разломы глубокого проникновения или активизированные конседиментационные разломы. Однако основная причина позднемезозойской активизации и трансформации разломов среднепалеозойских рифтовых



Рис. 3. Схематический структурно-геологический профиль через центральную часть Верхоянского складчатого пояса:

осадочные комплексы: 1 — мезозойские и верхнепалеозойские Сибирской платформы и Верхоянского складчатого пояса, 2 — палеозойские Колымо-Омолонского микроконтинента; 3 — континентальная кора; 4 — геологические границы; 5 — структурные линии; 6 — надвиги; 7 — сбросы фундамента; 8 — предполагаемые разломы; М — поверхность Мохо; положение профиля А—Б см. на рис. 2

грабенов заключается в деформации коры под этими структурами, т.к. известно, что рифтовые зоны имеют сокращенную мощность земной коры.

Мощность земной коры под Верхоянским складчатым поясом различная: в южных районах она составляет 35—40 км, в центральных — 35 км, а в северных, в пределах хребта Кулар, уменьшается до 20 км [13, 14, 17]. Учитывая эти данные, а также известные глубины залегания кровли консолидированной коры [16], можно приблизительно рассчитать относительную мощность континентальной коры, которая была сформирована в результате среднепалеозойского рифтогенеза и сохранилась под рифтогенными грабенами в основании складчатого пояса. Расчеты показывают, что под Западно-Верхоянским грабеном мощность континентальной коры изменяется от 25—20 до 19—17 км в наиболее погруженных участках (рис. 3). Под Дербекинским грабеном толщина континентальной коры составляет 23—21 км. В пределах Сетте-Дабанского рифта наименьшая мощность континентальной коры 24 км устанавливается в его северной части, а в южной увеличивается до 28 км.

На севере Верхоянского складчатого пояса в междуречье Хара-Улах—Яна общая мощность земной коры наименьшая: 30—20 км [17]. В этом районе, на левобережье р. Яна, под одним из грабенов, являющимся северо-восточной ветвью Западной рифтовой системы, мощность континентальной коры уменьшается до 12 км. По другим геофизическим материалам, в районе мыса Буор-Хая, наблюдается аномально тонкий «гранитный» слой толщиной всего 1—2,5 км [7]. Западнее под Хара-Улахским антиклинорием или в северной части Западно-Верхоянского грабена мощность континентальной коры 23—18 км. Участки небольшой мощности континентальной коры выявляются также для структур Ольджойской (юго-западная часть) и Нерской ступеней, соответственно, 28—24 и 21—17 км (см. рис. 3). Приведенные данные показывают, что зоны с сокращенной мощностью континентальной коры, образовавшиеся в рифтовую стадию, сохранились в основании Верхоянского складчатого пояса и маркируются погребенными рифтовыми грабенами среднепалеозойского возраста (см. рис. 2, 3).

В стадию позднемезозойской коллизии зоны погребенных рифтовых структур, подстилаемые раздробленной утоненной континентальной корой, активно участвовали в тектонических процессах, способствуя проявлению магматизма и рудообразования. Следует предполагать, что

именно деформации утоненной коры под погребенными рифтовыми структурами в коллизионную стадию привели к тому, что с этими зонами пространственно совмещены пояса позднемезозойских даек, гранитоидных интрузий и ассоциирующих с ними месторождений полезных ископаемых. Особенно отчетливо подобная пространственная связь выявляется для ископаемых рифтовых зон, удаленных от коллизионного пояса Черского. Например, размещение позднемезозойских даек и гранитоидов Южно-Верхоянского, Дербек-Нельгехинского, Куларского рядов, Эчийского и других массивов, а также ряда рудных месторождений (в т.ч. золоторудные) в складчато-надвиговых структурах верхоянского комплекса над погребенными Западно-Верхоянским, Дербекинским и Сетте-Дабанским грабенами. Влияние среднепалеозойских рифтовых структур, в той или иной степени сказывающееся на развитии последующих геологических процессов (осадконакопление, формирование разломов, магматизм), образовании и расположении позднемезозойских гранитоидов и рудных месторождений в коллизионную стадию над структурами среднепалеозойских рифтовых зон, едва ли можно объяснить простым совпадением или случайностью.

Следовательно, районы погребенных среднепалеозойских рифтовых грабенов с утоненной корой в основании Верхоянского складчатого пояса могут служить одним из критериев металлогенического прогнозирования. С этой точки зрения предполагаются перспективными для поисков новых и нетрадиционных коренных рудных месторождений территории складчатого пояса над Западно-Верхоянским (включая Куларскую ветвь), Дербекинским и Сетте-Дабанским грабенами, а также Ольджойско-Нерской ступенью. Предлагаемый критерий не столько указывает на новые площади для поисков полезных ископаемых (например, северная часть Западно-Верхоянского грабена), сколько лишний раз подтверждает перспективность и потенциальную возможность еще неисследованных смежных территорий в районах известных рудных узлов и зон.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. В результате структурного анализа поверхности рельефа фундамента Верхоянского складчатого пояса выделены погребенные структуры континентальных рифтовых систем среднепалеозойского возраста. Западная рифтовая система представлена Западно-Верхоянским, Дербекинским и Вилуйским грабенами, а Восточная — Сетте-Дабанским грабеном и Ольджойско-Нерской ступенью.

2. Погребенные среднепалеозойские рифтовые грабены маркируют зоны с сокращенной мощностью континентальной коры, которые сохранились в основании древней пассивной окраины или Верхоянского складчатого пояса. Они оставались подвижными и способствовали деформации земной коры в разных геодинамических обстановках как во время развития пассивной окраины (поздний палеозой—средний мезозой), так и в процессе позднемезозойской складчатости (коллизии).

3. С зонами погребенных рифтовых структур Верхоянского складчатого пояса пространственно связаны проявления раннетриасового и раннеюрского основного магматизма, формирование стратиформных и стратифицированных месторождений в стадии развития пассивной окраины, а также образование позднемезозойских дайковых и гранитоидных поясов и ассоциирующих с ними месторождений полезных ископаемых в коллизионную стадию.

4. Особенности строения и размещения, погребенных рифтовых структур в основании Верхоянского складчатого пояса необходимо учитывать не только для выяснения геологического развития территории и установления разломов фундамента, связанных с рифтовыми структурами, а не абстрактных глубинных разломов, но и для прогноза и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 01-05-65485, 04-05-64711, 00-05-96079-р2003Арктика, 03-05-96074-р2003Арктика), научных программ «Университеты России» (УР.09.01.033, УР.09.01.050) и «Интеграция» (ИО 447/2321).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буалло Г. Геология окраин континентов. — М.: Мир, 1985.
2. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. — М.: Наука, 1990.

3. Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система // Геотектоника. 1987. № 3. С. 66—76.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. — М.: Недра, 1990.
5. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
6. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тарабукин В.П., Дейкуненко А.В. Позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Селенняхского хребта и их геодинамическая природа // Доклады РАН. 2000. Т. 370. № 5. С. 646—650.
7. Козан А.Л. Постановка сейсмических работ методом КМПВ-ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей (опыт работ в море Лаптевых) // Геофизические методы разведки в Арктике, 1974. Труды НИИГА. Вып. 9. С. 33—39.
8. Колодезников И.И., Стручков К.К. Магматизм Хара-Улаха (Якутия). — Якутск: Изд-во ЯГУ, 2001.
9. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1982.
10. Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Советская геология. 1977. № 10. С. 59—75.
11. Межов С.В., Хасанов И.М. Глубинное строение юго-западного крыла Аян-Юрхского антиклинория // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения: Региональная геология, петрология и геофизика. — Магадан, 2001. Т. 1. С. 263—266.
12. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойской эры. — Новосибирск: Наука, 1984.
13. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32—36.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
15. Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки / Геология континентальных окраин. Т. 2. — М.: Мир, 1979. С. 82—101.
16. Штех Г.И., Мокшанцев К.Б. Рельеф консолидированной коры // Тектоника Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975. С. 118—121.
17. Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. P. 283—297.

УДК 552.253.(571.56)

© Л.И.Полуфунтикова, 2004

Парагенезы микроструктур зон скалывания Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса

Л.И.ПОЛУФУНТИКОВА

Изучение парагенезов микроструктур — важный элемент анализа особенностей строения, металлогении и геодинамических обстановок формирования благороднометалльных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса. Микроструктурные наблюдения показывают, что при одинаковых условиях (температура, гидростатическое давление, стресс) одни минералы претерпевают каткластические изменения, а другие подвергаются перекристаллизации. В результате порода приобретает характерную упорядоченную микроструктуру, что в значительной степени облегчает движение гидротермальных растворов. Деформационные и вещественные преобразования происходят в породе под влиянием стресса и играют значительную роль при формировании золотого оруденения, приуроченного к зонам скалывания.

Зоны скалывания — зоны плоскостные или близкие к плоскостным повышенной деформированности пород с отношением длины к ширине более чем 5:1 и окруженные менее нарушенными породами [7]. Они подразделяются на пластичные, хрупкие и хрупкопластичные. Для пластичных (ductile shear zone) свойственно развитие деформаций без нарушения целостности пород с участием процессов тектонического течения; хрупких (brittle shear zone) — разломы и односистемные трещины. Переходные структуры относятся к хрупкопластичным зонам скалывания (brittle—ductile shear zone). В статье описаны парагенезы микроструктур, характерные для вмещающих пород северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса и приуроченные к хрупким зонам скалывания в пределах Дьяндинско-Охонсойского рудного поля (рис. 1).

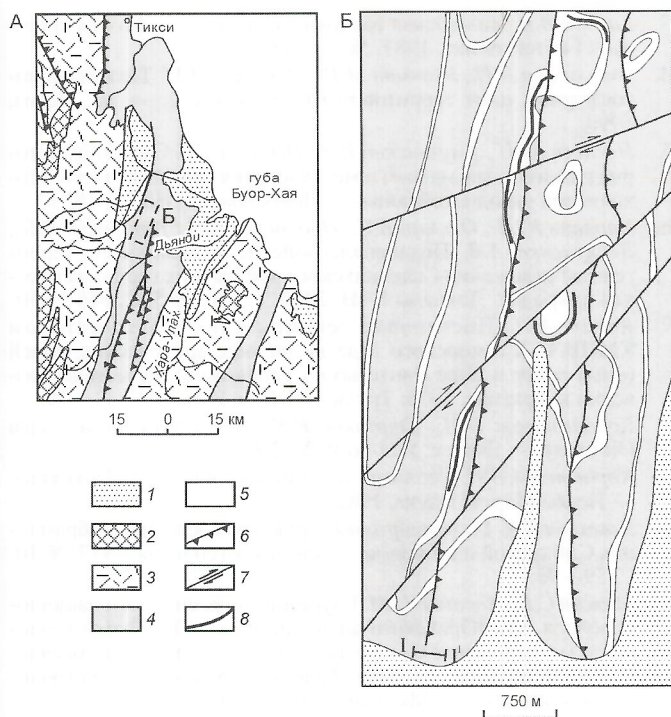


Рис. 1. Схема геологического строения Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса (А) и южной части Дьяндинско-Охонсойского рудного поля (Б):

отложения: 1 — кайнозойские, 2 — триасовые, 3 — пермские, 4 — нижнепермские и каменноугольные; 5 — прослои песчаников; 6 — надвиги; 7 — сдвиги; 8 — рудные тела

Петрографическая характеристика вмещающих пород. Терригенные породы представлены нерасчлененными средне-верхнекаменноугольными алевролитами с пластами песчаников и нижнепермскими алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами.

Светло-серые и серые, мелко- и среднезернистые разности песчаников ритмически чередуются с прослоями алевролитов. По петрографическому составу выделяются полевошпат-кварцевые граувакки, мезомиктово-кварцевые и граувакк-аркозовые разности [1, 6]. Обломочный материал в них хорошей и средней сортировки и окатанности, представлен кварцем (50—65%), плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами (20—40%). Цемент песчаников преимущественно пленочно-поровый хлорит-гидро-слюдистый. Кварц — главный компонент обломочной составляющей — образует зерна трех типов: вытянутой линзовидной формы; изометричные с неровными корродированными краями и включениями игольчатых минералов по периферии; изометричные без включений, но сильно трещиноватые.

Алевролиты темно-серые, мелкозернистые, глинистые. По вещественному составу обломочных компонентов они относятся к олигомиктовой группе (кварц 50—70%; полевые шпаты до 30%). Цементирующая масса (20—40%) состоит из агрегатов хлорита, гидрослюда и дисперсной органики.

Постседиментационные преобразования. Отмечаются как преобразования в результате позднего катагенеза [6], так и признаки метagenетических изменений терригенных пород. Среди алевроитопесчаных пород широко распространены конформные, инкорпорационные и регенера-

ционные структуры, возникающие в результате внутрислойного растворения соседних зерен под давлением и перераспределения растворенного вещества в поровых пространствах. Наиболее часто наблюдаются выпукло-вогнутые контакты между зернами, возникающие при их взаимном растворении.

В песчаных породах с невысокой степенью сортировки зерен довольно часто встречаются структуры инкорпорации: внедрение калиевых полевых шпатов в плагиоклазы, а кварца — в калиевые полевые шпаты. Регенерации подвергаются кварцевые и плагиоклазовые зерна, вокруг которых формируются сплошные или прерывистые каемки новообразованного минерала. В первом случае — это новообразованный кварц, который имеет одинаковую оптическую ориентировку с обломочным ядром. В некоторых случаях регенерация кварца приводит к образованию идиоморфных зерен и регенерационно-мозаичной структуры.

В результате постседиментационных преобразований происходит существенное изменение цемента с формированием серицита, хлорита, кварца, альбита. Серицит интенсивно корродирует по поверхности и трещинам обломочные полевошпатовые зерна, формируя шиповидные, липидобластические и гранобластические структуры. Песчаные породы, содержащие первичный глинистый цемент, характеризуются широким распространением структур шиповидных, вкрастания и дифференциального скольжения. Последние проявляются в виде удлиненных чешуек слюды, соединяющих зерна кварца и плагиоклаза в виде косонаправленных перемычек и смещения двойниковых швов плагиоклазов — «микросдвигов» (рис. 2).

Для алевролитовых пород характерны бластоалевритовые и лепидобластовые структуры, возникающие в результате директивного расположения уплощенно-удлиненных зерен корродированного кварца, серицита, хлорита и иногда стильпномелана. Для этих пород наиболее типична тонкослоистая текстура, хорошо маркирующаяся углистым веществом в виде черно-белых полос.

Динамометаморфические преобразования. На данной территории динамометаморфизм наблюдается фрагментарно и приурочен к участкам повышенной дислоцированности пород — хрупким зонам скалывания.

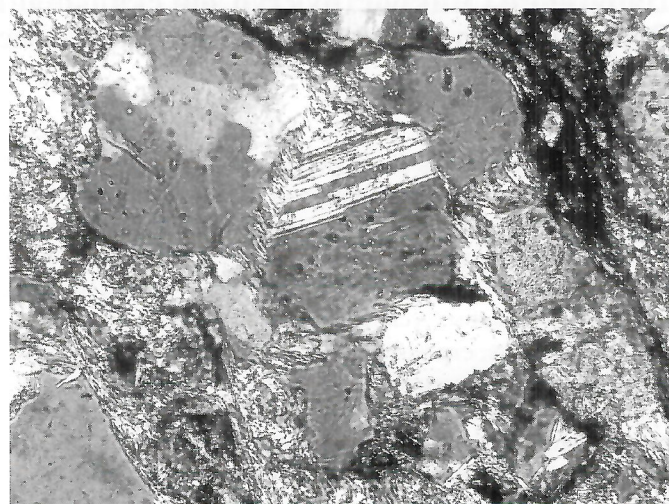


Рис. 2. Структуры дифференциального скольжения и шиповидные вкрастания в песчанике. Стадия метагенеза. Николи ⊥

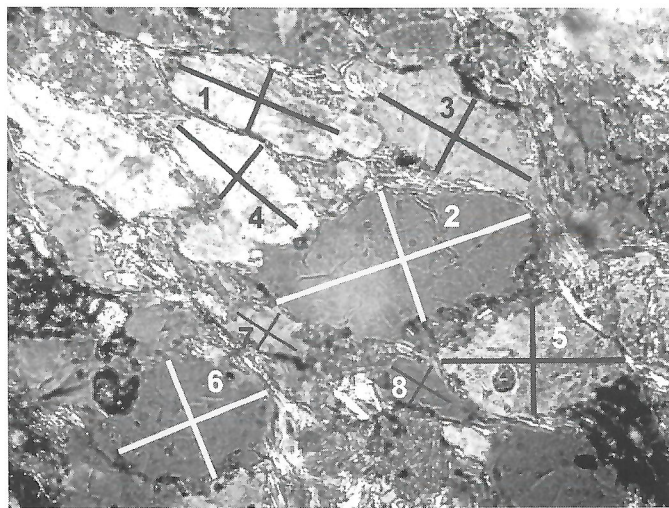


Рис. 3. Слабокливажированные песчаники. Николи ||

Наиболее широко распространен различный по степени интенсивности кливаж. В менее измененных породах нитевидные кливажные зоны разделяют участки породы со слабовыраженной директивностью обломочных зерен. Кливажные зоны сложены удлинёнными чешуйками серицитоподобной слюды, образующими скопления в тыльных частях обломочных зерен, придавая им линзовидный облик. Микролитоны в данном случае — это микроблоки, включающие несколько зерен разной степени директивности. Подобную текстуру можно отнести к кливажу агрегатного типа [2]. Обломочная составляющая представлена зернами несколько вытянутой или изометричной формы, которые не всегда ориентированы перпендикулярно направлению стресса. Возможно, удлинённая форма некоторых зерен кварца — признак их первичной асимметричности, т.к., во-первых, коэффициент деформированности K_d у соседних зерен изменяется от 1,2 до 2,6; во-вторых, толщина кливажных зон по сравнению с обломочными зернами невелика. По эллипсоиду деформации, построенному методом Фрая [2] (рис. 3; таблица), определены ко-

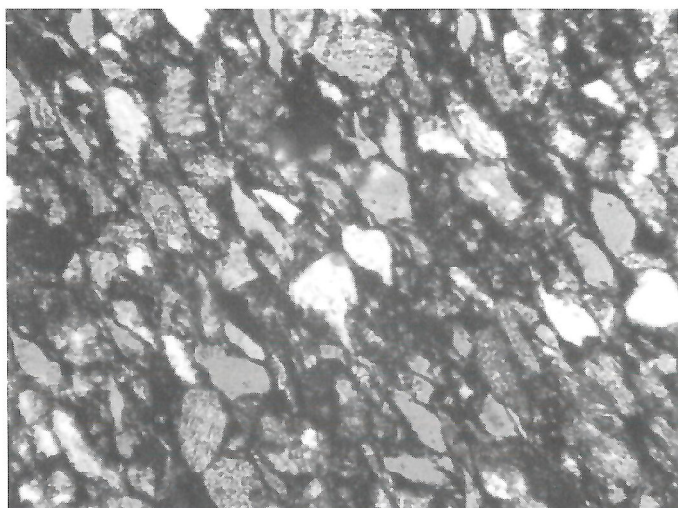
Варианты коэффициента деформированности и величины сокращения в слабокливажированных песчаниках

Цифры на рис. 3	K_d	Д, %
1	2,57	60
2	1,95	49
3	2,15	54
4	2,35	54
5	1,68	40
6	1,28	22
7	1,65	39
8	1,54	35
Среднее	1,90	44

эффициент деформированности $K_d=1,64$ и величина сокращения $D=40\%$, близкие средним значениям. Измерения отдельных зерен с величиной сокращения более 50%, скорее всего, не могут быть включены в выборку, как не имеющие первичной округлой формы. Эти структуры течения отнесены к пластинчато-сдвиговому морфологическому типу [4, 5].

Ближе к осевой части зоны скалывания наблюдаются зональная смена тектонических брекчий, катаклазитов и милонитов, удлинение формы зерен согласно направлению движения породных масс. В таких породах кливажные зоны, ограничивая тонкопластинчатые, линзовидные микролитоны, состоящие из уплощенных, часто развальцованных обломочных зерен кварца и плагиоклазов, образуют межзерновой проникающий кливаж (рис. 4, А), в котором микролитон состоит из обломочных зерен разной степени окатанности, но довольно строгой директивности по направлению течения вещества. Форма микролитонов и соотношение их длины и ширины напрямую связаны с величиной деформации. Кливаж может развиваться как с вы-

А



Б

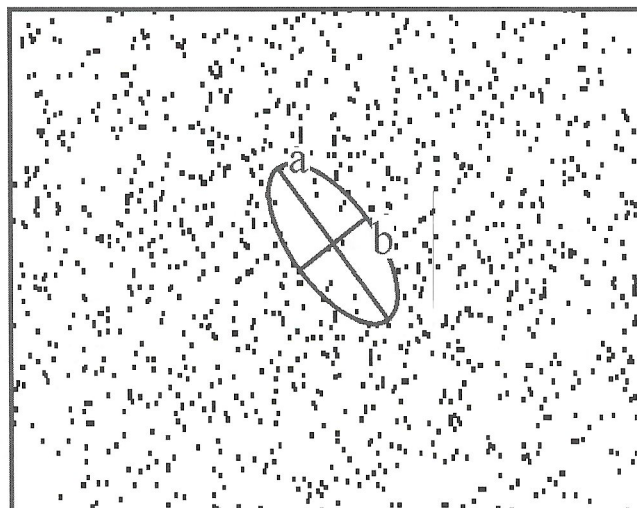


Рис. 4. Межзерновой кливаж (А) и эллипсоид деформации (Б) по методу Фрая при $K_d=2,28$

носом материала из системы, так и в замкнутой системе в результате межзерновой деформации, поэтому для оценки деформации необходимо знать первичные параметры микролитона и способ последующей деформации. В процессе деформации толщина микролитона уменьшается, а длина может оставаться прежней или увеличиваться за счет новообразований в тыльных частях зерна. В качестве первичного микролитона приняты зерна одного уровня размерности изометричной (близкой к округлой) формы, расположенные в непосредственной близости. Измерения соотношения осей отдельных зерен кварца показали, что K_d изменяется от 1,1 у изометричных зерен до 3 у наиболее деформированных. Определение коэффициента деформиро-

ванности методом Фрая позволило установить $K_d=2,28$ и сокращение $D=50\%$ (см. рис. 4, Б). Сравнивая величины оси b (ширины), получаем $b_0/b_{max}=1:2$, а отношения оси a (длина микролитона) — $a_0/a_{max}=1:1,4$. Следовательно, можно предположить, что деформация происходила комбинированно. Растворенная часть зерна служила материалом как для новообразований в тыловых частях микролитона, так и для развития кливажных зон.

Нередко в мелкообломочном матриксе наблюдаются структуры обтекания и ротации отдельных крупных зерен (порфиrokластических систем), показанные на рис. 5, А. Данные системы могут быть взяты за критерий определения направления сдвига. Мелкозернистая масса, «обтекая» крупное зерно, как бы сминается в микроскладки, а сам порфиrokласт испытывает в данном случае вращение (см. рис. 5, Б). Х.Таканги и М.Ито [3] применили асимметричность теней давления в качестве критерия установления тектонического смещения. Наиболее надежные и однозначные, по их мнению, — соотношения углов β между границей тени вблизи порфиrokласта и сланцеватостью Sm (см. рис. 5, В). Исследования показали, что при левостороннем вращении углы β_I и β_{III} больше, чем углы β_{II} и β_{IV} . Приведенные характерные признаки соответствуют структурам катакlastического течения вещества.

Таким образом, в пределах Дьядинско-Охонсойского рудного поля выделены парагенезы микроструктур в разной степени динамометаморфизированных пород. Пластинчато-сдвиговые структуры течения, кливаж агрегатного типа и структуры дифференциального скольжения характерны для менее измененных пород, а структуры катакlastического течения, межзерновой кливаж, структуры обтекания и ротации — для более деформированных. В целом, в строении зон скалывания в результате действия ориентированного давления наблюдаются поствадная упорядоченность минералов, слагающих породы, и увеличение степени перекристаллизации при некотором уменьшении размеров зерен. Участки повышенного метаморфизма коррелируются с зонами скалывания, к которым и приурочено золотокварцевое оруденение.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Интеграция» (№ ИО447/2321, Э3229/1954, НТП МО РФ «Научные исследования по приоритетным направлениям науки и техники» (№ 07.01.007), Университеты России УР 09.01.050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
2. Кирмасов А.Б. Стрейн-анализ кливажированных обломочных пород: механизмы и количественная оценка деформации // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. 2002. № 6. С. 12—20.
3. Родыгин А.И. Микроструктурный анализ кварца. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1994.
4. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Структурно-метаморфические преобразования пород в зонах скалывания // Изв. ВУЗов «Геология и разведка». 2000. № 2. С. 16—21.
5. Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Подцубасенкова Е.А. Морфологические типы структур течения в бластомилонитах Иртышской зоны смятия // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 11—14.
6. Янаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миегосинклиналей. — М.: Недра, 1992.
7. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Folds and fractures. — Academic Press Inc., London, 1987.

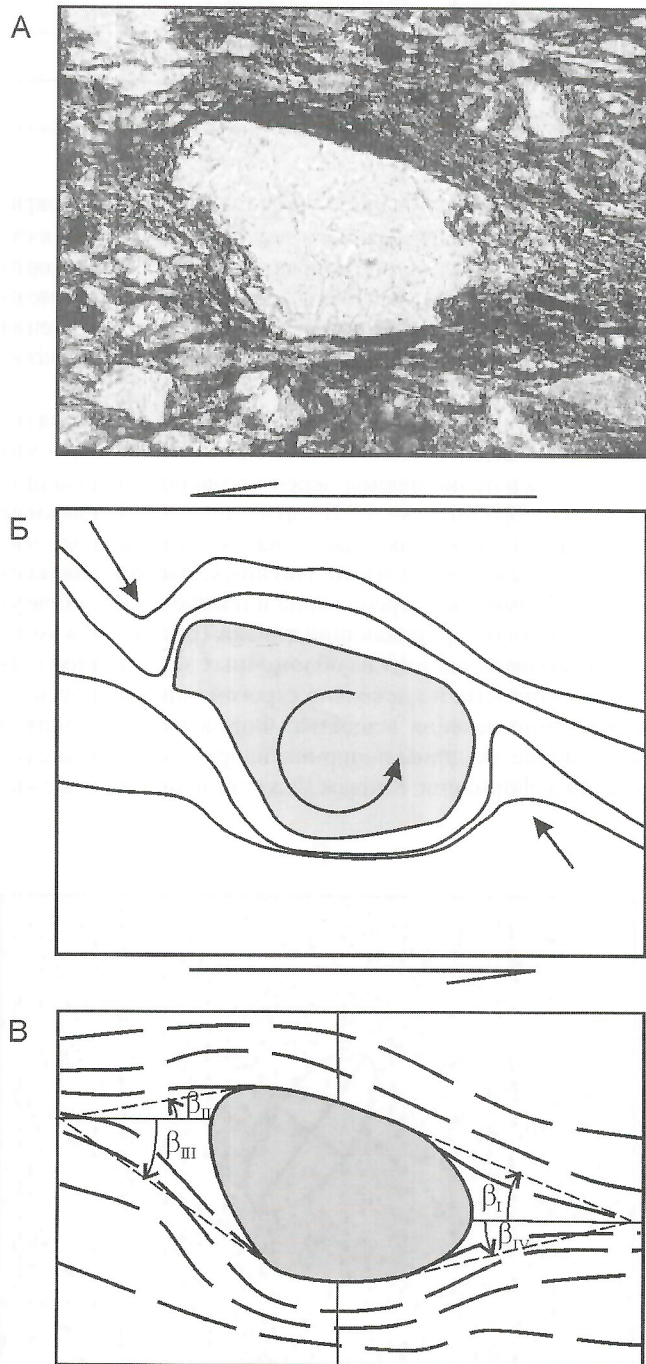


Рис. 5. Асимметрия порфиrokластических зерен кварца (А) и определение направления вращения (сдвига) по расположению удлиненных шлейфов (Б, В)

Ареалы распространения пермских комплексов аммоноидей Верхоянья

Р.В.КУТЫГИН

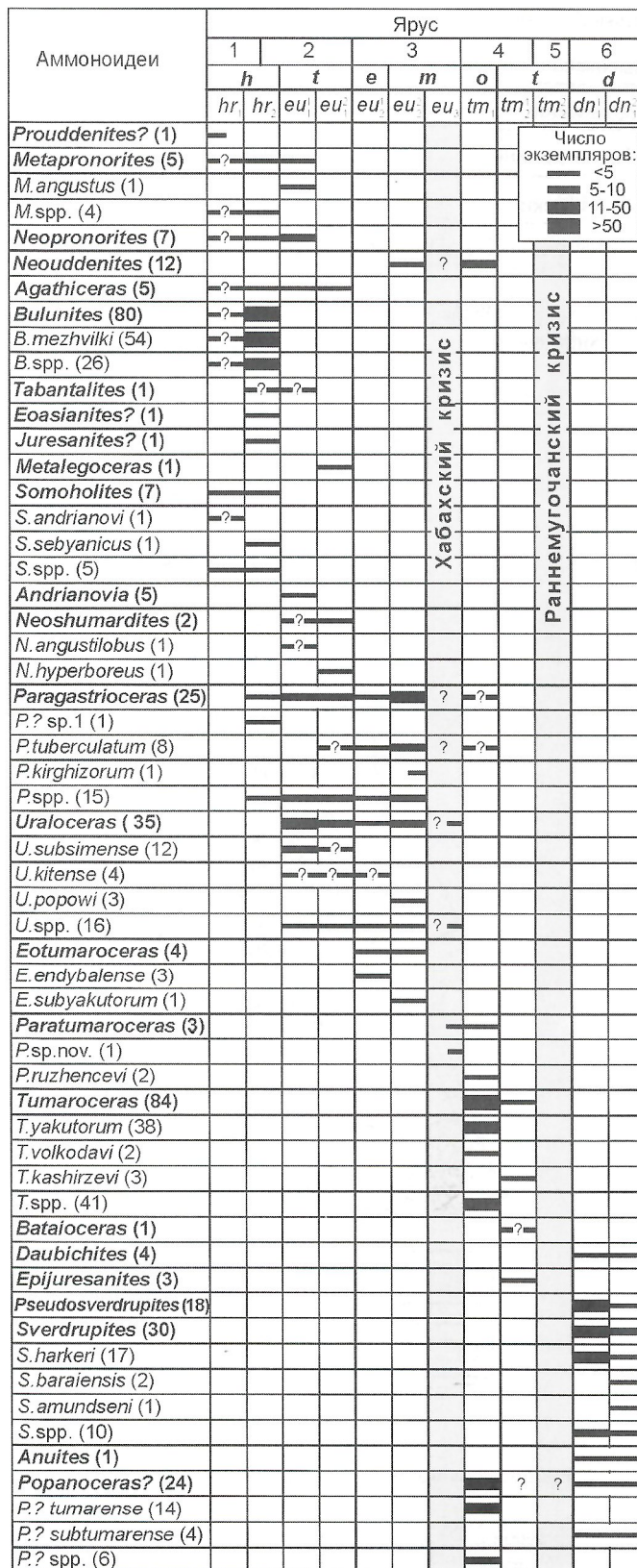
В пермской системе Северо-Востока Азии В.Н.Андрианов [1] установил пять комплексов аммоноидей: хорокытский, эчийский, тумаринский, черкамбальский и «безыманный». Эти комплексы отражают крупные исторические этапы и, за исключением «безыманного», характеризуют соответственно хорокытский, эчийский, тумаринский и деленжинский горизонты. Обработка большинства известных в регионе аммоноидей и анализ их возрастной последовательности позволили авторам пересмотреть таксономический состав и датировки комплексов, определенных В.Н.Андриановым. Эчийский разделен на три самостоятельных комплекса (аркачанский, эндыбальский и мысовской), тумаринский — на два (орольский и такамытский). Черкамбальский рассматривается как нижний подкомплекс более обширного комплекса — деленжинского. Все установленные комплексы и подкомплексы свойственны слоям с аммоноидеями [12]. Таксономическая характеристика и стратиграфическая приуроченность перечисленных комплексов в открытой печати приводились неоднократно, в то время как их географическая дифференциация почти не анализировалась. Настоящая статья посвящена выявлению ареалов и субареалов распространения пермских аммоноидей Верхоянья для отдельных стратиграфических срезов на основе анализа всех известных местонахождений.

Если принимать во внимание только находки палеонтологически определимых экземпляров, имеющих четкие стратиграфические и географические привязки, то в пермской системе Верхоянья известно около 360 раковин аммоноидей, отнесенных к 47 видам 25 родов (рис. 1, таблица). Для анализа географической дифференциации верхоянских аммоноидей их местонахождения разграничены на четыре крупных сектора: Хараулах, Орулган, Западное и Южное Верхоянье (рис. 2). Распространение аммоноидей наиболее изученного Западно-Верхоянского сектора подразделено на три района — Восточно-Куранахский, Западно-Куранахский и Бараинский. Стратиграфическое положение и обоснование геологического возраста аммоноидных комплексов были рассмотрены нами ранее [12].

Хорокытский комплекс. В хорокытское время с окончанием позднекаменноугольного кризиса в развитии аммоноид-

Рис. 1. Стратиграфическое распределение аммоноидей в пермской системе Верхоянья:

ярус: 1 — ассельский, 2 — самарский, 3 — артинский, 4 — кунгурский, 5 — уфимский, 6 — казанский; комплексы: *h* — хорокытский, *a* — аркачанский, *e* — эндыбальский, *m* — мысовской, *o* — орольский, *t* — такамытский, *d* — деленжинский; слои с аммоноидеями: *hr*₁ и *hr*₂ — нижняя и верхняя часть слоев с *mezheviki*, *eu*₁ — нижняя часть слоев с *subsimense* (слои с *Andrianovia*), *eu*₂ — верхняя часть слоев с *subsimense* (с *Neoshumardites*), *eu*₃ — с *endybalense*, *eu*₄ — с *subyakutorum*, *eu*₅ — хабахские, *tm*₁ — с *yakutorum*, *tm*₂ — с *musalitini*, *tm*₃ — нижнеделенжинские, *dn*₁ — с *harkeri*, *dn*₂ — с *baraiensis*; скобки после названий таксонов — число экземпляров



Распределение находок пермских аммонойд в Верхоянье

Комплекс	Хараулах	Орулган	Западное Верхоянье, район			Южное Верхоянье	Верхоянье
			Западно-Куранахский	Восточно-Куранахский	Бараинский		
Хорокытский	7-8-49	1-2-2	5-8-10	5-7-35	2-3-4	0-0-0	10(6)-14(14)-100
Аркачанский	7-7-10	4-4-6	4-5-7	4-5-17	1-1-1	2-2-2	8(3)-11(7)-43
Эндыбальский	0-0-0	0-0-0	1-1-1	3-4-6	0-0-0	0-0-0	3(1)-5(3)-7
Мысовской	1-1-2	2-3-7	4-6-12	4-6-8	2-2-3	1-1-1	6(1)-8(5)-33
Орольский	1-1-1	0-0-0	4-6-47	4-7-56	1-2-6	2-2-3	5(2)-8(6)-113
Такамкытский	1-1-1	0-0-0	2-2-2	1-1-1	2-2-2	1-1-1	3(2)-3(3)-7
Деленжинский	2-2-3	0-0-0	1-1-2	1-1-1	4-8-48	1-2-3	5(4)-9(9)-57
Всего	15-18-66	5-7-15	16-23-81	15-23-124	11-18-64	7-8-10	25-47-360

Примечание. Цифры — число родов-видов-экземпляров, скобки — обновление комплекса (число таксонов, не известных в более древних комплексах)

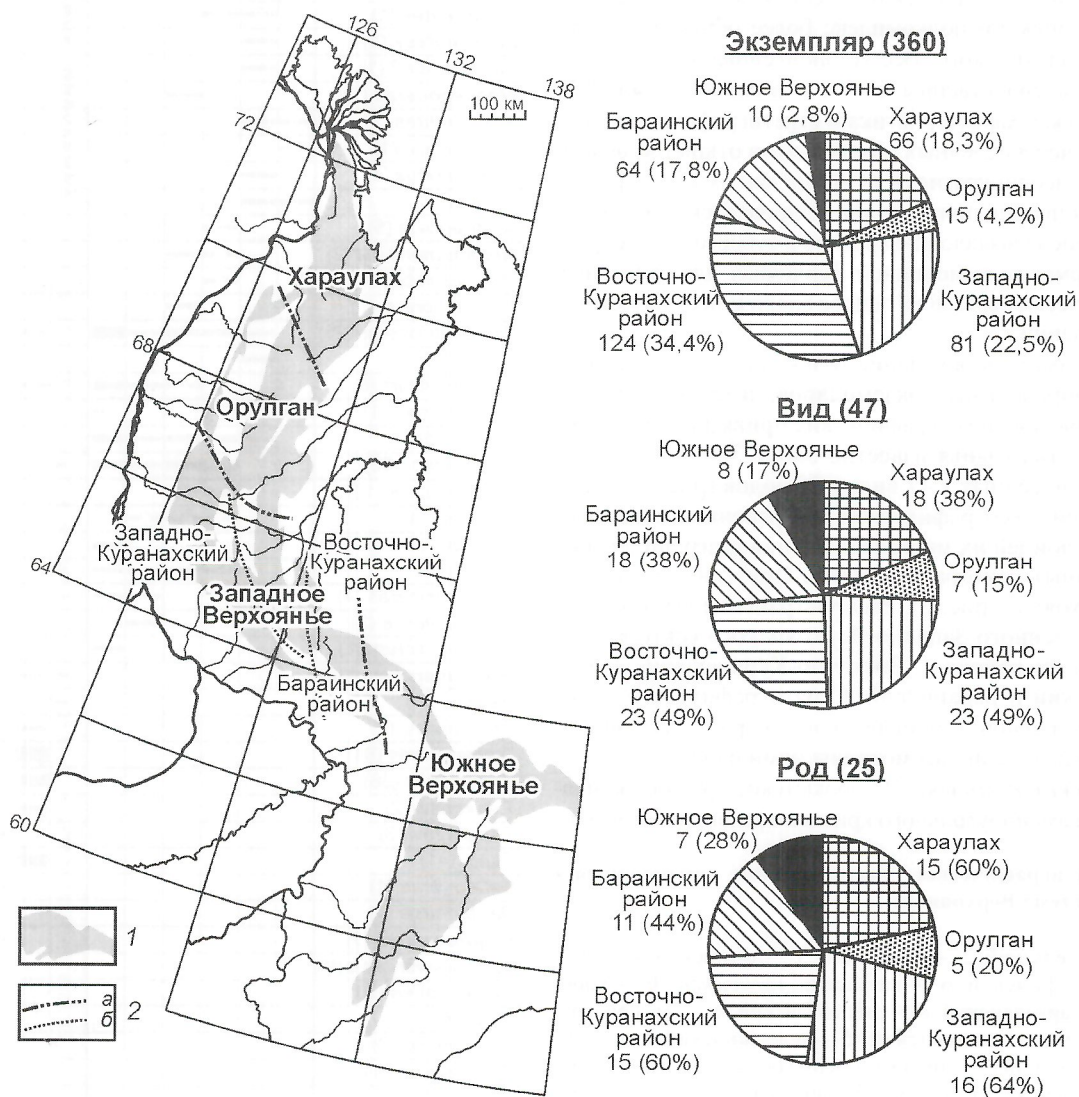


Рис. 2. Районирование местонахождений и географическая дифференциация пермских аммонойд в Верхоянье:

1 — площади распространения пермских отложений; 2 — границы: а — секторов, б — районов; круговые диаграммы — число находок, скобки — процентное отношение к общему числу экземпляров, видов или родов

дей началось становление пермского сообщества Верхоянского бассейна [9], ознаменовавшееся возникновением ряда новых таксонов, среди которых наиболее географически распространен *Bulunites*. Этот род, по мнению В.Н. Андрианова [1], — реликтовая форма крупного преимущественно каменноугольного эндемичного семейства *Orulganitidae*. Принимая во внимание то, что за пределами региона булуниты не известны, можно предположить, что они возникли непосредственно в Верхоянском бассейне. Наиболее примитивные формы этого рода встречаются в низах туорасисской свиты правобережья устьевой части р. Лена, что свидетельствует о пространственной приуроченности места зарождения *Bulunites* к Хараулахской зоне.

Верхоянский ареал хорокытского комплекса географически распространен очень узко, охватив территории лишь Северного и Западного Верхоянья. Четко обособливаются два крупных субареала — Хараулахский и Центрально-Верхоянский (рис. 3, А). Наибольшим разнообразием комплекс отличается в Хараулахском секторе (правобережье устьевой части р. Лена), где кроме многочисленных раковин булунитов встречаются единичные экземпляры *Eoasianites* и *Juresanites*. За пределами региона наиболее близкие к ним формы описаны из ассельского яруса Южного Урала [16, 19]. Эндемичный вид *Agathiceras verhoyanicum*, вероятно, отделился в начале перми от *A. uralicum*, известного в верхнем карбоне Орулгана [14].

Таксономический состав Центрально-Верхоянского субареала очень близок к составу Хараулахского, что свидетельствует об активном обмене между ними аммоидной фауной. Однако в этих субареалах наблюдаются и некоторые различия. Только в средней части Центрально-Верхоянского субареала (бассейн р. Аркачан) известны наиболее молодые представители рода *Bulunites* (*B. sp. nov.*). На севере субареала (бассейн р. Собопол) обнаружена единственная раковина *Somoholites andrianovi* [10], очень близкая по очертанию лопастной линии самым поздним каменноугольным сомоголитам Охотского региона [6].

Аркачанский комплекс. Первые уралоцерасы и андриановии, возникшие в регионе в аркачанское время (начало эчийского регионока), позволяют четко обособить аркачанский комплекс от более древнего хорокытского. Именно в это время заняло господствующее положение семейство *Paragastrioceratidae*, продолжавшееся в течение всей ранней перми. Комплекс может быть разделен на два последовательных подкомплекса: нижний с *Andrianovia bogoslovskiyi* и верхний с *Neoshumardites hyperboreus*.

В таксономическом отношении между хорокытским и аркачанскими комплексами существуют большие различия, обусловленные слабо выраженной унаследованностью более молодого комплекса по отношению к древнему. На протяжении хорокытского и аркачанского времени в Верхоянском бассейне продолжают развиваться только долгоживущие каменноугольно-пермские роды *Agathiceras*, *Metapronorites* и *Neopronorites*. Филогенетическая связь между редкими хорокытскими парагастриоцерасами и многочисленными аркачанскими не доказана. Большинство из появившихся в аркачанское время парагастриоцератид — иммигранты из Уральского бассейна. Древнейшие в Верхоянье представители рода *Uraloceras* (*U. subsimense*), наиболее вероятно, произошли от вида *U. simense*, известного в нижнесакмарском подъярусе Южного Урала [16]. По всей видимости, именно в Верхо-

янском бассейне возник широко распространенный в Бореальной области род *Neoshumardites*, поскольку его самая древняя форма (вид *N. angustilobus*) обнаружена в нижнепермских отложениях Хараулаха [1]. Этот вид мог произойти от одного из хорокытских представителей рода *Somoholites*. В вопросе происхождения северо-восточных представителей рода *Andrianovia* до сих пор полной ясности нет. Возможно, их древнейшие формы отделились от вида *A. sakmarae*, преимущественно распространенного в сакмарском ярусе Урала. Судя по многочисленным общим родовым таксонам гониатитов (*Uraloceras*, *Andrianovia*, *Neoshumardites*), в течение рассматриваемого возрастного промежутка наблюдался активный обмен фауной между Верхоянским и Омолонским бассейнами. Однако происходил ли он «северным» путем (через Котельниковскую зону), или «южным» (через Охотский регион), не установлено. Очень близкие к хараулахским гониатитам формы (*Andrianovia*, *Tabantalites*) известны в нижней перми о. Котельный [7], что дает возможность рассматривать вариант «северного» пути обмена фауной с Омолонским регионом как несколько более предпочтительный.

Аркачанский комплекс в Верхоянье распространен шире, чем хорокытский, а его ареал раздроблен на множество слабо связанных между собой субареалов (см. рис. 3, Б). Хараулахский субареал расширился, а его центр сместился в сторону Орулганского бассейна. Находки представителей аркачанского комплекса здесь преимущественно из бассейна р. Чубукулах (*Uraloceras subsimense*) и левобережья р. Лена ниже поселка Чекуровка (*Andrianovia bogoslovskiyi* и *Metapronorites angustus*). Центрально-Верхоянский субареал разделился на ряд мелких, среди которых основным стал Аркачан-Эчийский, представляющий собой центр всего Верхоянского ареала аркачанского комплекса. В бассейне р. Аркачан известны наиболее многочисленные находки *Uraloceras subsimense*, совместно с которыми встречаются единичные *Andrianovia bogoslovskiyi*. Все аммоидеи, обнаруженные здесь, — лишь нижний подкомплекс, тогда как основные виды верхнего подкомплекса (*Neoshumardites hyperboreus* и *Metalegoceras crenatum*) в Верхоянье пока известны только в пределах Дьеленджа-Тумаринского субареала. Весьма специфичен Кобычанский субареал (верховья р. Дянышка), в объединенном комплексе которого наиболее важную роль играл экзотический вид *Uraloceras kitense*. Одна из раковин его, по данным И.В. Будникова, была обнаружена в нижней части эчийского горизонта. Однако по очертанию лопастной линии и инволютной форме раковины, этот вид наиболее сходен с более поздними (поздний артин) уралоцерасами, а не с сакмарскими, преимущественно эволютными. Для окончательного решения вопроса о стратиграфическом и систематическом положении *Uraloceras kitense* необходимы дополнительные находки его раковин в послойно описанных разрезах, с тщательным отбором сопутствующих фаунистических остатков.

Эндыбальский комплекс. Период появления в регионе данного комплекса приходится на кризис в развитии верхоянского аммоидного сообщества. Основные находки представителей рассматриваемого комплекса (*Eotumaroceras endybalense*, *Paragastrioceras tuberculatum*, *Uraloceras sp.*) происходят из Аркачан-Эчийского междуречья (см. рис. 3, В). Для дальнейшего развития пермского сообщества аммоидей Верхоянского бассейна важным моментом стало возникновение рода *Eotumaroceras*, поло-

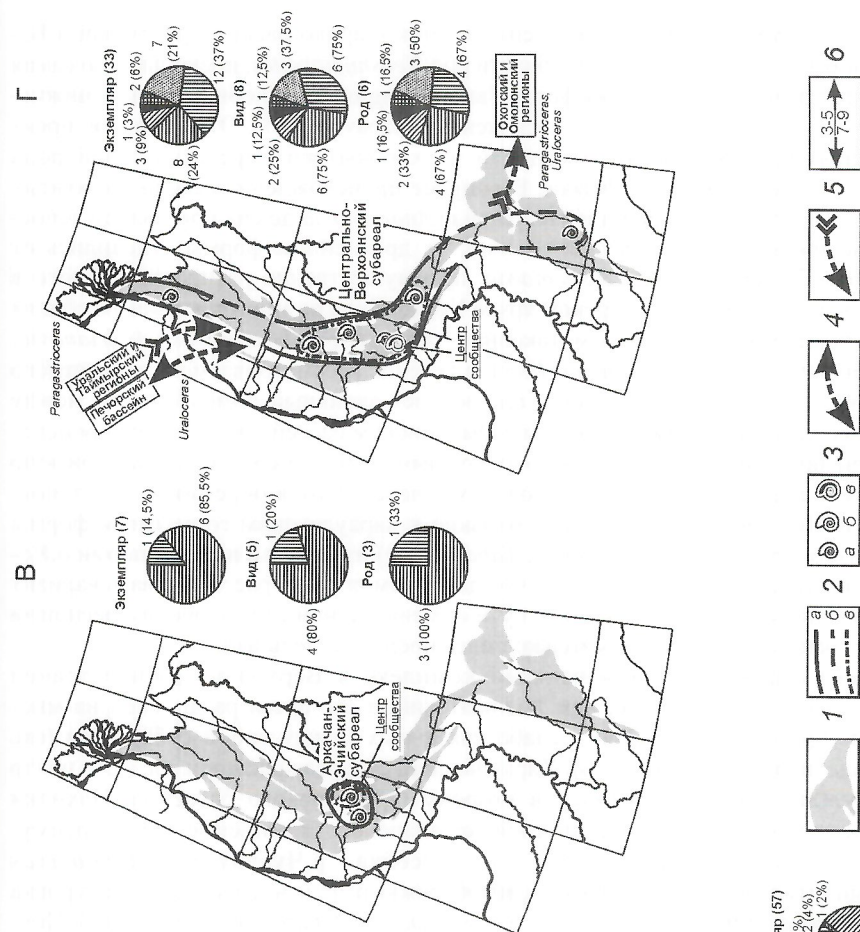
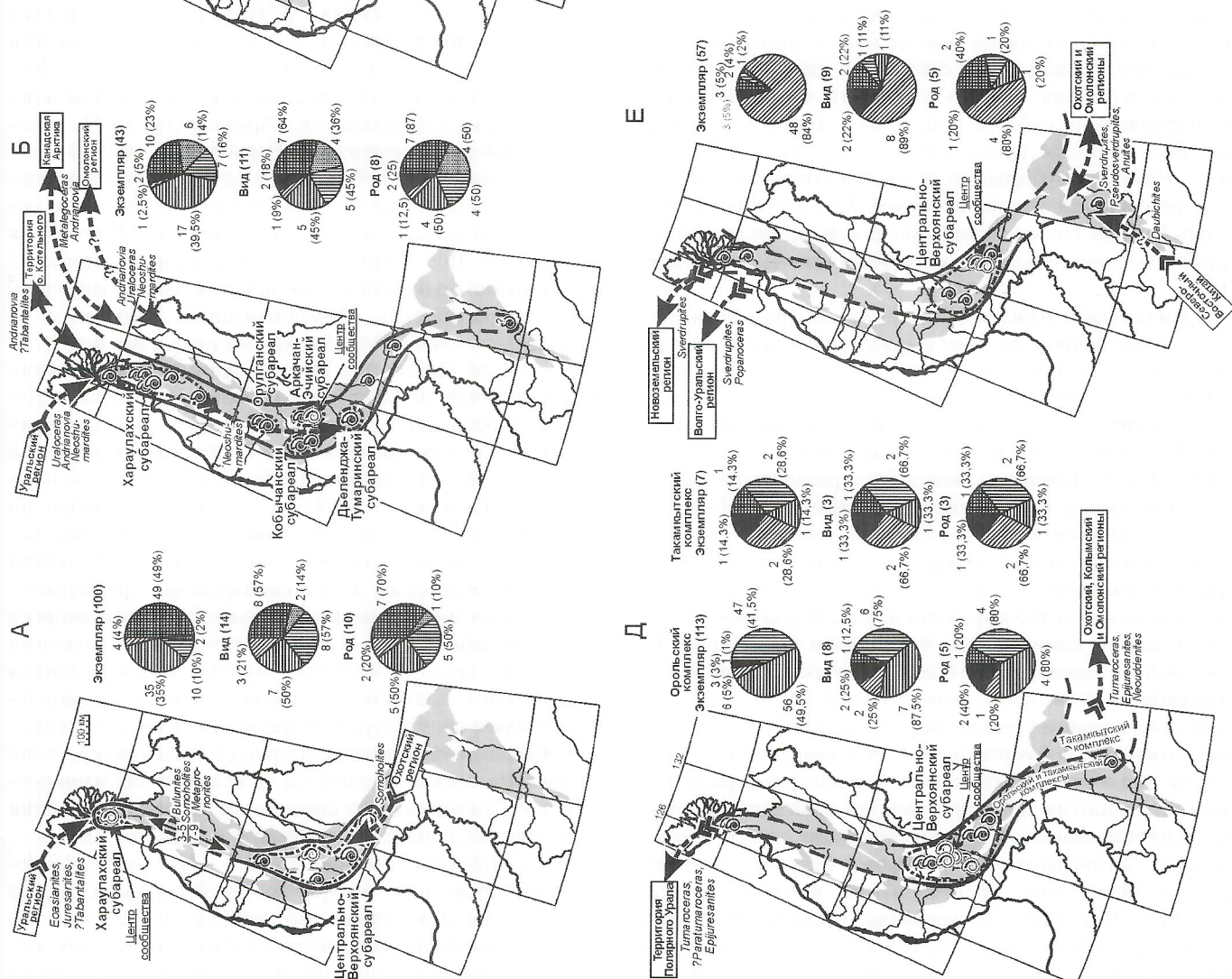


Рис. 3. Арёалы и субарёалы распространения и географическая дифференциация аммонидей комплексов:

А — хорокьтского, Б — аркачанского, В — эндыбальского, Г — мысовского, Д — орольско-такамьтского, Е — деленжинского; 1 — площади распространения пермских отложений; 2 — границы Верхоянского арала; 3 — выясненные; 4 — предполагаемые; 5 — субареалы; 6 — местонахождения аммонидей; а — находки единичных экземпляров, б — до 10 экз., в — более 10 экз.; 4 — обмен аммонидными фаунами между регионами; 5 — направление миграции аммонидей; 6 — обмен аммонидными фаунами между субареалами (в числителе — число родов — видов общих для субареалов, в знаменателе — число родов — видов, не являющихся общими для субареалов); см. усл. обозначения к рис. 1 и 2



жившего начало главному артинско-казанскому аммоноидному филогенетическому стволу [12].

Мысовской комплекс. Мысовская трансгрессия в Верхоянском бассейне благотворно повлияла на развитие и расселение аммоноидей, ареал которых значительно расширился. Отличительные особенности комплекса — преобладание разнообразных *Paragastrioceras* [12] и появление новых видов *Uraloceras* и *Eotumaroceras*. В мысовское время в регионе наблюдались первые *Neouddenites*, широко распространившиеся в бореальных морях кунгурского века. Наиболее обширный — Центрально-Верхоянский субареал (см. рис. 3, Г), представленный большинством таксонов. Центр аммоноидного сообщества переместился из Аркачан-Эчийской зоны в Дьеленджа-Тумаринскую.

Верхоянское сообщество аммоноидей в это время имело наиболее тесные связи с Таймырской провинцией, Уральским и Печорским бассейнами. Из Уральского бассейна через Таймырскую провинцию активно мигрировали разнообразные виды *Paragastrioceras*. Обмен фауной (*Uraloceras*) осуществлялся с Печерским бассейном. Вероятно, через Верхоянский бассейн парагастриоцерасы и некоторые уралоцерасы мигрировали в направлении Охотского и Омогонского регионов. Внутри бассейна эволюционно развивался эндемичный род *Eotumaroceras*, морфологические признаки которого приобрели много черт, характерных для его кунгурского потомка — рода *Tumaroceras*.

Смена мысовской трансгрессии хабахской регрессией, самой крупной в ранней перми региона, привела к почти полному исчезновению аммоноидей. Известны лишь единичные находки парагастриоцератид в основании тумаринской свиты р.Орол (Восточно-Кураханский район), вероятно, представляющих заключительную часть мысовского этапа развития аммоноидей.

Орольский комплекс. В начале орольского времени в аммоноидном сообществе Верхоянского бассейна произошла почти полная смена видового и родового составов. Важная особенность нового комплекса — появление рода *Tumaroceras*, занявшего господствующее положение среди бореальных аммоноидей кунгурского века [11]. Зарождение рода, вероятно, произошло на рубеже позднемысовского (хабахского) и орольского времени в Дулгалах-Тумаринской зоне, где тумароцерасы отделились от эотумароцерасов, представляя собой закономерное продолжение эволюции основного филогенетического ствола раннепермского сообщества аммоноидей Таймыро-Колымской подобласти [12]. Представители этого рода очень быстро распространились в пределах Верхоянского бассейна.

Наблюдающийся в палеобассейне вид *Popanoceras? tumarensis*, по всей видимости, обусловлен миграционными факторами. Во всяком случае, в подстилающих артинских отложениях Северо-Востока России не известно ни одного представителя семейства *Popanoceratidae*. Возможно, в связи с началом закрытия уральского бассейна в конце артинского века очень многочисленные там попаноцерасы вынуждены были осваивать новые акватории. Редкие представители достигли Северо-Восточных морей, где и образовали изолированную немногочисленную группу, медленно эволюционировавшую на протяжении кунгурского—казанского времени.

В пределах Верхоянского ареала орольского комплекса выделяется наиболее крупный субареал — Центрально-Верхоянский (см. рис. 3, Д). Основные находки ороль-

ского комплекса, представленные скоплениями раковин тумароцерасов и сопутствующих им, но более редких попаноцерасов, происходят из одноименной свиты верховьев р.Дулгалах. Аналогичные скопления встречаются на этом же стратиграфическом уровне в бассейне р.Тумара. В других районах Верхоянья (низовье р.Лена, Аркачан-Эчийское междуречье, бассейны рек Барайы, Уяна, Юдома и др.) аммоноидеи представлены разрозненными единичными находками. Достоверность присутствия представителей орольского комплекса за пределами Верхоянья требует уточнения.

Такамкытский комплекс. В такамкытское время в Верхоянском бассейне возникли три вида — *Tumaroceras kashirzevi*, *Epijuresanites musalitini* и, вероятно, *Baraioceras stepanovi*. *Tumaroceras kashirzevi* — завершающая стадия эволюции рода *Tumaroceras*. Вид *Baraioceras stepanovi* филогенетически связан с уральским *Baraioceras kungurensis* [3] и представляет собой короткую тупиковую ветвь развития парагастриоцератид. Возникновение *Epijuresanites musalitini*, напротив, предоставило новые возможности для эволюции кунгурско-казанских гониатитов. Считается, что этот вид стал исходным в семействе *Spirolegoceratidae* [17], которое безраздельно господствовало в начале поздней перми среди аммоноидей Бореальной области.

Площадь распространения такамкытских аммоноидей, по сравнению с ареалом орольских, расширилась (см. рис. 3, Д). В это время происходила активная миграция тумароцерасов и эпиюресанитов в бассейны Полярного Урала, Колымского и Охотского регионов.

Находки аммоноидей в верхней части тумаринского горизонта Верхоянья («нижнемуточанские слои») не известны [12]. В период образования нижнемуточанской подсвиты в развитии аммоноидей региона произошел крупный кризис. Однако отчетливая преемственность между такамкытским и более молодым деленжинским комплексами свидетельствует о том, что во время раннемуточанского (кадачанского) кризиса ареал распространения аммоноидей не мог полностью исчезнуть и, вероятно, существовали очень мелкие субареалы, в пределах которых продолжали эволюционировать спиролегocerатиды и попаноцератиды. С нижнемуточанским уровнем, возможно, связаны находки поздних эпиюресанитов на о.Вайгач [2] и в Южном Приморье [5].

Деленжинский комплекс. С началом деленжинского времени произошло полное видовое обновление верхоянского сообщества аммоноидей. Возникновение деленжинского комплекса — ключевой момент в истории развития аммоноидей Бореальной области. Особенно важно появление короткоживущего рода *Sverdrupites*, который очень быстро освоил акватории огромного пояса от Уральского региона до Канадской Арктики. Не случайно исследователи именно возникновением свердрупитов предлагают датировать в Бореальной области рубеж ранней и поздней перми [8, 10].

В деленжинское время Верхоянский ареал аммоноидей занимал наибольшие площади (см. рис. 3, Е), причем в Южно-Верхоянской зоне он плавно переходил в Охотский регион. В это время, вероятно, происходила миграция представителей рода *Sverdrupites* из Верхоянского бассейна в Волго-Уральский и Новоземельский регионы. Существовал активный обмен верхоянских аммоноидей с охотскими и омогонскими. Предполагаемым источником миграции в Верхоянский бассейн космополитного рода *Daubichites* является территория Северо-Восточного Китая.

В основном раковины аммоноидей деленжинского комплекса собирают из верхнемугочанской подсвиты верховьев р. Барайы. За пределами Бараинского района в Верхоянские деленжинские аммоноидеи очень редки и их находки обычно носят спорадический характер.

Устанавливаются два последовательных подкомплекса — черкамбальский (с многочисленными *Sverdrupites harkeri* и *Pseudosverdrupites budnikovi*) и бараинский (со *S. baraiensis* и *S. amundseni*). На период существования бараинского приходится наибольшее таксономическое разнообразие рода *Sverdrupites*. Обнаруженные недавно в казанском ярусе Волго-Уральского региона аммоноидеи [13], вероятно, имеют возраст, близкий к бараинскому комплексу.

«Послесвердрупитовый» комплекс. В течение татарского времени ареал распространения аммоноидей в Верхоянском бассейне почти полностью исчез. Судя по находке в аллювии бассейна р. Восточная Хандыга в виде обломка раковины тетического рода *Mexioceras* (= *Paramexioceras*) [15] и принимая во внимание присутствие в этом же районе самых древних триасовых аммоноидей [4], можно предположить, что в конце пермского периода существовали кратковременные биогеографические связи Верхоянского бассейна с Тетической областью, а центр Верхоянского ареала распространения располагался в Южно-Верхоянской зоне (рис. 4).

На основании рассмотренных материалов можно сделать следующие выводы:

1. В течение пермского периода в Верхоянском бассейне существовал крупный, вытянутый вдоль береговой линии ареал распространения аммоноидей, который в эндыбальское время (начало артинского века) и периоды хабахского (конец артинского века) и раннемугочанского (уфимский век) кризиса максимально сокращался и развивался в очень мелких замкнутых субареалах.

2. В хорокытское (ассель-раннесакмарское) время в Верхоянском бассейне зарождались пермские сообщества аммоноидей. В этот период происходило эволюционное развитие эндемичных аммоноидей внутри бассейна и поступление фауны из Уральского и Охотского субрегионов. Миграция аммоноидей из Верхоянского бассейна в хорокытское время не установлена.

3. В аркачанское (позднесакмарское) время Верхоянский ареал распространения аммоноидей был наиболее дифференцированным и состоял из множества мелких субареалов.

4. В течение аркачанского (позднесакмарского) и мысовского—деленжинского (артинского—казанского) времени происходил активный обмен аммоноидной фауной между Верхоянским и Омолонским регионами. В артинском и кунгурском веках основное направление миграции аммоноидей было в сторону Омолонского бассейна, а в позднесакмарское время и казанском веке миграция была или равнонаправленной, или с небольшим преобладанием в сторону Верхоянского бассейна.

5. На протяжении пермского периода перемещался центр сообщества аммоноидей Верхоянского бассейна вдоль береговой линии от Хараулахской зоны к Южно-Верхоянской.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 04-04-49792, № 03-05-96012p2003 Арктика) и Интеграционного проекта СО и ДВО РАН № 193 «Эволюция биоты в циркумбореальных бассейнах перми и триаса».

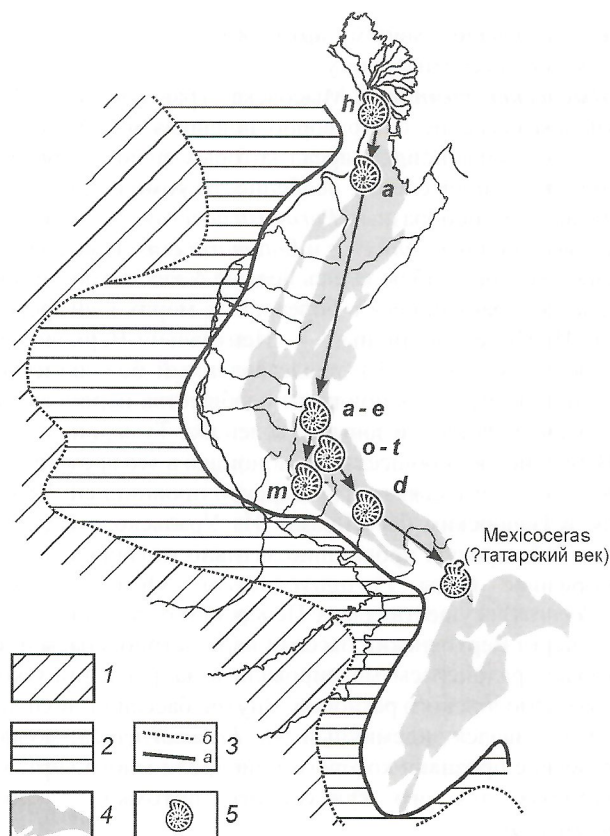


Рис. 4. Миграция центра верхоянского сообщества пермских аммоноидей в течение пермского периода. Схема обобщенной палеогеографической обстановки региона выполнена на основе палеогеографических карт, составленных В.Н. Андриановым, В.А. Андриановой и И.И. Тучковым [18]:

1 — холмистые равнины; 2 — равнины низменные, прибрежные, временами заливавшиеся морем; 3 — границы: а — между территориями с преимущественно континентальными и морскими обстановками, б — между низменными и холмистыми равнинами; 4 — площади распространения пермских отложений; 5 — предполагаемое расположение центров сообществ аммоноидей для различных возрастных интервалов; возрастные интервалы: h — хорокытский (ассельское-раннесакмарское время), а — аркачанский (позднесакмарское время), е — эндыбальский (начало артинского века), m — мысовской (середина—конец артинского века), o — орольский (раннекунгурское время), t — такмытский (поздnekунгурское время), d — деленжинский (казанский век)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985.
2. Богословская М.Ф. Аммоноидеи из пермских отложений Пай-Хоя и острова Вайгач // Палеонтологический журнал. 1997. № 6. С. 23—28.
3. Богословская М.Ф., Школин А.А. Аммоноидеи / Биота Востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. — М.: ГЕОС, 1998. С. 147—155, 245—252.
4. Ермакова С.П., Кутыгин Р.В. О нижней границе индского яруса в Восточном Верхоянье // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 5. С. 671—678.
5. Захаров Ю.Д., Олейников А.В., Котляр Г.В. и др. Первая находка раннепермского гоннатита в Южном Приморье // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 116—122.
6. Клец А.Г. Аммоноидеи из верхнего карбона Северо-Восточной Азии // Палеонтологический журнал. 1993. № 2. С. 30—35.

7. Константинов А.Г. Первые находки пермских амmonoидей на острове Котельный // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 22—27.
8. Котляр Г.В., Коссовая О.Л., Журавлева А.В. и др. О положении границы нижней и верхней перми в Бореальной области: событийно-стратиграфический подход // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии: Тез. докл. XLVIII сессии Палеонтол. общ-ва. — С-Пб., 2002. С. 72—74.
9. Кутыгин Р.В. Хронология пермских амmonoидей Северо-Восточных морей / Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутии). Т. I: Региональная геология. — Якутск, 1997. С. 57—61.
10. Кутыгин Р.В. О развитии гониатитов Северо-Востока Азии на рубеже ранней и поздней перми // Наука и образование. 1999. № 2. С. 69—71.
11. Кутыгин Р.В. О раннепермских сомоголитах (Ammonoidea) Верхоянья // Палеонтологический журнал. 1999. № 5. С. 41—47.
12. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с амmonoидеями пермской системы Верхоянья // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 66—71.
13. Леонова Т.Б., Есаулова Н.К., Шиловский О.П. Первая находка казанских амmonoидей в Волго-Уральском регионе // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 509—511.
14. Мусалитин Л.А., Соломина Р.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Тр. НИИГА. Т. 154. — Л.: Недра, 1970. С. 25—41.
15. Попов Ю.Н. Амmonoидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Тр. НИИГА. Т. 154. — Л.: Недра, 1970. С. 113—140.
16. Руженцев В.Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. I. Аммониты сакмарского яруса. — М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1951.
17. Руженцев В.Е. О семействах Paragastrioceratidae и Spirolegeratidae // Палеонтологический журнал. 1974. № 1. С. 19—29.
18. Тучков И.И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. — М.: Наука, 1973.
19. Bogoslovskaya M.F., Leonova T.B., Shkolin A.A. The Carboniferous—Permian boundary and ammonoids from the Aidaralash section, southern Urals // J. Paleontol. 1995. Vol. 69. № 2. P. 288—301.

УДК 551.761.1(571.51)

© С.П.Ермакова, 2004

Основные закономерности географической дифференциации раннетриасовых амmonoидей

С.П.ЕРМАКОВА

Выявление даже самых общих закономерностей географической дифференциации морской биоты позволяет установить основные типы фауны, населявшие определенные акватории в геологическом прошлом. Эти данные необходимы для реальной оценки корреляционных возможностей локальных зональных схем, которые, как известно, могут быть распространены на регионы с принципиально однотипной фауной. Достоверность биостратиграфических корреляций обратно пропорциональна степени географической дифференциации фауны.

Пространственное размещение морских фаун в значительной степени зависит от палеогеографии древних акваторий. Закономерности географической дифференциации ископаемых фаун помогают установить палеогеографию определенных моментов в истории Земли. Современное состояние изученности триасовых амmonoидей пока недостаточно для детального палеогеографического районирования в связи с крайней неадекватностью имеющейся информации по систематическому составу этой группы в отдельных регионах. Вместе с тем последовательные сравнения одновозрастных комплексов амmonoидей из разных местонахождений позволяют выявить определенные тенденции в географическом распространении как отдельных таксонов, так и сообществ амmonoидей, установить принципиальную разнотипность фауны в отдельных акваториях и обособленность ее развития в течение значительного времени.

Индский век. В раннем инде, характеризовавшемся глобальной трансгрессией, отмечалась существенная таксономическая нивелировка амmonoидей. В позднем, вероятно, в связи с отрицательными изменениями эвстатического уровня мирового океана, резко возрастает географическая дифференциация морских беспозвоночных, в т.ч. и ам-

monoидей. Бассейны разных широт в это время были заселены различными типами фауны.

В раннем инде в сообществах амmonoидей акваторий низких (Тетическая область) и высоких (Бореальная область) палеоширот наблюдается преобладание общих родов, и существенный эндемизм отмечается только на видовом уровне. Роды-эндемики встречаются как в южных бассейнах (*Anatoceras*), так и северных (*Aldanoceras*, *Wordioceras*). Однако они или играют незначительную роль в сообществах (*Anatoceras*), или их эндемизм сомнителен. Например, род *Tompophiceras*, чрезвычайно широко распространенный в Бореальной области и считающийся исключительно бореальным. Монографическое изучение этого рода [9] доказало его присутствие в Кашмире, где он определен как *Glyptophiceras* sp., [8, табл. 14, фиг. 5]. Вероятно, к бореальным родам *Hypophiceras* и *Metophiceras* должны быть отнесены многие формы, определенные как *Glyptophiceras* из разных районов Перигондваны [9].

В пределах Бореального бассейна раннеиндские фауны сходны на видовом уровне, но при рассмотрении отдельных регионов отмечаются их резкие отличия и на родовом уровне. Так, для восточной части Бореальной области (Северо-Восток Азии) характерен род *Aldanoceras* — единственный представитель пермского семейства *Xenodiscidae* в триасе [9]. В западной части Бореальной области (Арктическая Канада, Британская Колумбия, Свальбард, Гренландия) самый распространенный элемент комплексов раннеиндских амmonoидей — различные тетические офицератиды — *Discophiceras*, *Lytophiceras*, *Vishnuites*, *Paravishnuites* [13, 14, 7]. Таким образом, несмотря на сходство фаун восточной и западной частей Бореальной области на видовом уровне (*Otoceras concavum*, *O. boreale*,

Tomophraceras pascoei) уже в раннем инде намечается определенная дифференциация аммоноидей.

Чрезвычайно интересен прерывистый ареал распространения рода *Otoceras*. Этот род в раннем инде обнаружен только в Бореальных регионах (Арктическая Канада, Свальбард, Гренландия, Сибирь) и Перигондванской части Тетис (см. рисунок). Указания на наличие рода *Otoceras* в северной части Тетис [14] базируются на материале недостаточной сохранности для корректного определения. Подобный ареал распространения рода *Otoceras* свидетельствует о том, что уже в самом раннем инде намечается достаточно четкое обособление аммоноидей северных и южных прибрежных зон Тетис.

В позднем инде фауны южных и северных бассейнов существенно различались. Для сообществ южных морей характерно преобладание микоцератин (роды *Gyronites*, *Prionolobus* и др.), в то время как для северных — проптихитин. Восточная и западная части Бореальной области в позднем инде продолжают обособляться. Следует отметить, что в восточных акваториях в начале позднего инда абсолютно доминировал один род *Vavilovites*, а в конце — эндемичный род *Sakhaitoides* [9]. В западной части, наряду с *Vavilovites*, был широко распространен *Proptychites* и, кроме того, наблюдался иммигрант из Тетис — *Prionolobus* [13]. Бореальные аммоноидеи вне северных акваторий редки. Интересно, что роды *Vavilovites* и *Kingites*, также как и *Otoceras*, обнаружены только в Перигондванской части Тетис *Vavilovites markhami* (Diener), *Kingites lens* Waagen, т.е. и в позднем инде продолжается дифференциация южных и северных зон Тетис, причем

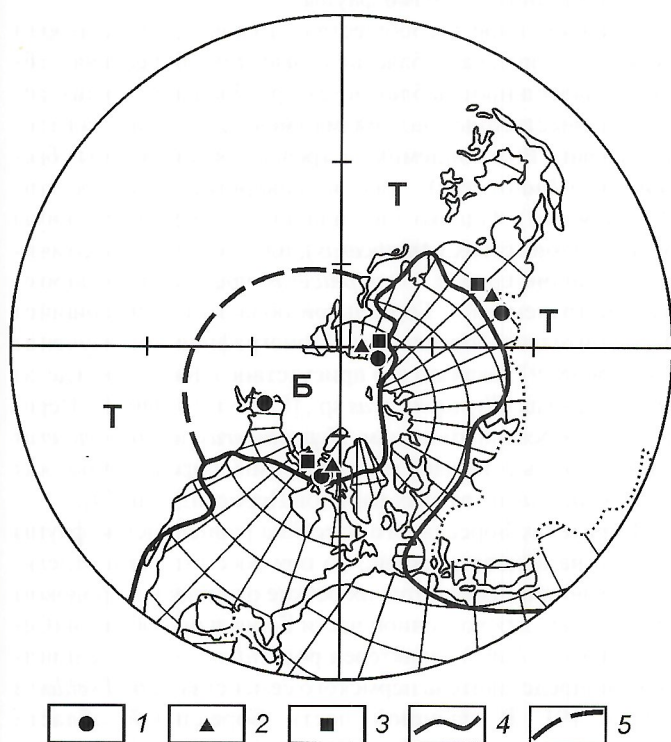
фауна аммоноидей Перигондванской части более близка к бореальным фаунам, чем к сообществам из северной прибрежной части Тетис (см. рисунок). Эта закономерность сохраняется и в оленёкском веке [3], что скорее связано с относительной прохладностью вод Перигондванской части Тетис, в которую через отдельные проливы типа Мадагаскарского проникали холодные бореальные воды. Только таким образом может быть удовлетворительно объяснено распространение многих родов раннетриасовых аммоноидей, близкое к биполярному.

Оленёкский век. Ранний оленёк был временем значительной нивелировки биогеографических отличий аммоноидей, обусловленной, скорее всего, глобальной трансгрессией и общим потеплением. Особенно близки аммоноидеи из акваторий разных широт в конце раннего оленёка (фаза *tardus*), когда во всех акваториях преобладали роды *Anasibirites*, *Wasatchites* и *Wyomingites*.

В фазы *hedenstroemi* и *kolymensis* бореальные фауны были обеднены, эндемичны, в основном на видовом уровне, и только на востоке Бореальной области в фазу *kolymensis* существовали местные роды (*Lepiskites*, *Clypeoceratoides*, *Kelteroceras*, *Sakhaites*). Как и в индском веке, в бореальных бассейнах вновь заметны определенные отличия между фаунами аммоноидей восточной и западной частей. Для восточной части Бореальной области характерно преобладание указанных эндемичных родов. Наиболее разнообразные в таксономическом отношении аммоноидеи в это время известны в северотетических акваториях от Кавказа до Приморья и Японии, а также на западе США, содержащие многие специфические группы (*Ussuritidae*, *Aspenitidae*, *Lanceolitidae* и др.).

В пределах Перигондваны аммоноидеи начала раннего оленёка тоже обеднены. Наиболее типичные элементы фауны — роды *Anahedenstroemia*, *Flemingites* и *Clypeoceras*. Ряд видов этих родов имеет очень крупные размеры. Столь же крупных размеров достигают некоторые роды (*Hedenstroemia*, *Clypeoceratoides*, *Lepiskites*) Северо-Востока Азии из зон *hedenstroemi* и *kolymensis*.

Начало позднего оленёка совпадает как с существенными изменениями систематического состава аммоноидей, так и резким возрастанием степени их географической дифференциации. С этого времени в акваториях низких (Тетическая область) и высоких (Бореальная область) палеоширот обособляются две практически разнотипные фауны аммоноидей. Географическая дифференциация аммоноидей в данное время достигла максимума. Ядро бореальных сообществ составляли микоцератины, кейзерлингитиды, сибиритиды, оленекитиды, представленные преимущественно эндемичными родами. В низких широтах (основные местонахождения — Айдахо, Южное Приморье, Юго-Восточный Китай, Тимор, Соляной Кряж, Мангышлак, о.Хиос, Албания) среди позднеоленёкских аммоноидей преобладали динаритиды, колумбитиды, уссуритиды, прокарниитиды [11]. Следовательно, именно в указанное время наблюдались отличия систематического состава аммоноидей на семейственном уровне. Из акваторий низких широт известно более 50 родов позднеоленёкских аммоноидей, т.е. южная фауна таксономически примерно в три раза разнообразнее бореальной. Общий для всех регионов лишь род *Pseudosageceras*, известный практически во всех крупнейших регионах мира.



Распространение родов *Otoceras*, *Kingites*, *Vavilovites*:

роды: 1 — *Otoceras*, 2 — *Kingites*, 3 — *Vavilovites*; 4 — предполагаемая береговая линия, 5 — граница палеобиогеографических областей; области: Т — Тетическая, Б — Бореальная

В отдельные фазы отмечено проникновение в пограничные акватории Тетис отдельных бореальных родов и, наоборот, появление тетических форм среди бореальных комплексов с образованием экотонных сообществ вдоль прибрежных зон Тихого океана, представляющих огромный интерес для широких корреляций. Следует сразу подчеркнуть, что имеющиеся в литературе данные о смешении фаун различных широт сильно преувеличены и вызваны преимущественно некорректными определениями [11]. Единственный бореальный род, найденный в Приморье, — *Olenekoceras*, к которому может быть отнесена форма, описанная как *Keyserlingites miroshnikovi* [5, 6]. На восточном побережье Тихого океана позднеоленёкская фауна, аналогичная Приморью, известна в Юте, Неваде и Айдахо, где также наблюдается несколько бореальных родов — *Boreoceras*, *Bajarunia* и *Olenekoceras*. Вдоль восточной Пацифики отмечается проникновение отдельных южных элементов в бореальные регионы. Из зоны *subrobustus* верхов оленёка Британской Колумбии [12] описаны тетические роды *Zenoites*, *Procarnites*, *Isculitoides*, *Preflorianites*, а один из этих родов — *Procarnites* — известен даже на Свальбарде [7]. Благодаря присутствию здесь тетических родов и отсутствию широко распространенных на Северо-Востоке Азии родов *Sibirites*, *Parasibirites*, *Boreomeekoceras*, *Arctomeekoceras*, весьма существенно проявились отличия в систематическом составе аммонойд западной и восточной частей Бореальной области.

Две крупные и практически дискретные фауны раннетриасовых аммонойд характеризуют биохории первого ранга, интерпретируемые современными исследователями как области — Бореальная и Тетическая. В пределах Бореальной области, уже начиная с позднего инда, но, вероятно, и раннего, в связи с различным временем появления рода *Tompophiceras* в западной и восточной ее частях, можно выделить подразделения второго порядка — провинции. Одна из таких провинций — Сибирская, охватывающая территорию Северо-Восточной Азии. Другая — Канадская, включающая Британскую Колумбию, Арктическую Канаду, Гренландию и Свальбард. Эти провинции были ранее выделены для позднего оленёка [6, 1, 2], а затем для раннего [3]. Дифференциация аммонойд началась уже в раннем инде, поэтому и провинции, вероятно, следует выделять с раннего инда. Биохории второго ранга в пределах Тетической области в настоящее время недостаточно ясны. Однако, начиная с самого раннего

инда, намечается достаточно четкое обособление аммонойд северных и южных прибрежных зон Тетис.

В раннем триасе неизвестны фауны, которые могли бы рассматриваться как антибореальные, характеризующие в среднем и верхнем триасе Нотальную область. В Новой Зеландии и Австралии известны космополитные формы или же роды (*Owenites*, *Flemingites*), более свойственные для Тетис [10].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 02-05-64404, 04-04-49792), РФФИ-Арктика (грант № 03-05-96002) и Интеграционного проекта СО и ДВО РАН № 193 «Эволюция биоты в циркумбореальных бассейнах перми и триаса».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вавилов М.Н. Особенности расселения среднетриасовых аммонойд Бореальной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 7. С. 51—59.
2. Дагис А.С., Ермакова С.П. Бореальные позднеоленекские аммонойды. — М.: Наука, 1988.
3. Дагис А.С., Ермакова С.П. Раннеоленекские аммонойды Сибири. — М.: Наука, 1990.
4. Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. — М.: Наука, 1979.
5. Захаров Ю.Д. Биостратиграфия и аммонойды нижнего триаса Южного Приморья. — М.: Наука, 1968.
6. Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммонойды Востока СССР. — М.: Наука, 1978.
7. Корчинская М.В. Биостратиграфия индского яруса Шпицбергена // Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. — Л., 1986. С. 77—93.
8. Bando G. Lower Triassic ammonoids from Gyrul Ravine and the Spur three kilometres north of Barus // Paleont. Indica. New Ser. 16. 1981. P. 179—186.
9. Dagys A., Ermakova S. Induan (Triassic) ammonoids from north-eastern Asia // Rev. Paleobiol. 1996. Vol. 15. № 2. P. 401—447.
10. Kummel B. New Zealand Triassic Ammonoids // New Zealand Journ. Geol. Geophys. 1960. Vol. 3. № 3. P. 486—509.
11. Kummel B. Ammonoids of the Late Scythian (Lower Triassic) // Bull. Mus. Comp. Zool. 1969. Vol. 137. № 3. P. 311—701.
12. Tozer E.T. Lower Triassic stages ammonoid zones of Arctic Canada // Pap. Geol. Surv. Canada. 1965a. № 65-12.
13. Tozer E.T. Canadian Triassic ammonoid faunas // Bull. Geol. Surv. Canada. 1994. № 467. P. 1—662.
14. Trumpy R. Lower Triassic Ammonites from Jameson Land (East Greenland) // Medd. Groenland, 1969. Bd. 168(2). P. 77—116.
15. Vu Khuc. Triassic ammonoids in Vietnam // Geoint. and Geodats I-te Ed. — Hanoi, 1984.

Древнейшие тоарские аммониты подсемейства *Harpoceratinae* Северо-Востока России

О.А.МЕЛЬНИК, В.Г.КНЯЗЕВ

Проблема обоснования нижней границы тоарского яруса Северо-Востока России сводится к установлению характера филогенетических взаимоотношений между позднелинбаховскими и раннетоарскими аммонитами рассматриваемого региона. Анализ таксономического состава аммонитов на границе линбаховского и тоарского ярусов этого региона свидетельствует об отсутствии какой-либо филогенетической преемственности между ними. Позднелинбаховские аммониты представлены здесь исключительно бореальными *Amaltheidae*, тогда как в раннем тоаре они сменяются многочисленными харпоцератинами, представители которых широко распространены в пределах всего северного полушария. Наиболее древние представители этого подсемейства — моновидовой род *Tiloniceras*, представляемый как начальный этап единой филогенетической линии, объединяющей виды родов *Tiloniceras*, *Eleganticeras*, *Harpoceras* и *Pseudolioceras*. Наличие столь длительной, филогенетически связанной последовательности родов и видов харпоцератин — основа для построения детальнейшей зональной шкалы тоарских отложений не только Северо-Востока России, но и всей Бореальной области, что подтверждается присутствием отдельных трендов данной последовательности во многих регионах северного полушария.

Установление конкретных предков бореальных тоарских харпоцератин в настоящее время не представляется возможным. Можно лишь предполагать, что подобная филогенетическая линия возникла в начале тоара в Бореальной области, однако не исключено, что отдельные представители ее (род *Harpoceras*) являются иммигрантами из более южных акваторий. Поэтому можно согласиться с мнением М.Ховарта [5], что предполагаемых предков тоарских бореальных харпоцератин, вероятно, следует искать среди позднелинбаховских тетических аммонитов и особенно представителей родов *Protogrammoceras* и *Lioceras*. Не исключено, что в качестве предков тоарских бореальных харпоцератин можно рассматривать и виды рода *Fucineras*. Решение данной проблемы осложняется еще и тем, что таксономические различия между раннетоарскими аммонитовыми сообществами океана Тетис и бореальных акваторий устанавливаются с большим трудом из-за недостаточной изученности аммонитов и стратиграфии переходных от позднего линбаха к тоару слоев. В статье приведен анализ лишь самой древней части филогенетической линии подсемейства *Harpoceratinae*, представленной родом *Tiloniceras* Buckman, 1913, для которого впервые реконструирован полный онтогенез лопастной линии и формы раковины, зарисованный с одного экземпляра.

Род *Tiloniceras* Buckman, 1913

Tiloniceras: Buckman, 1913, с. 8; Treatise, 1957, с. L253; Hoffmann, 1968, с. 12; Lehmann, 1968, с. 56; Howarth, 1973, с. 265; 1992, с. 69; А.А.Дагис, 1974 а, с. 20.

Harpoceras (pars): Mc Learn, 1932, с. 62.

Ovaticeras (*Pacificeras*): Репин, 1970, с. 41.

Типовой вид. *Tiloniceras costatum* Buckman, 1913a, (= *Harpoceras antiquum* Wright, [7]). Образец происходит из Marlstone Rock Bed, зона *tenuicostatum*, подзона *semicellatum*, Tilton, Leicestershire. Впервые валидное видовое название *T. antiquum* [7] было предложено для крупного целого экземпляра из Йоркшира.

Диагноз. Раковины от небольших до крупных размеров с гладкой жилой камерой. На средних оборотах скульптура представлена тонкими линиями нарастания или слабо-выраженными серповидными ребрами. Умбональный край округлый.

Видовой состав. *Tiloniceras antiquum* (Wright), 1882.

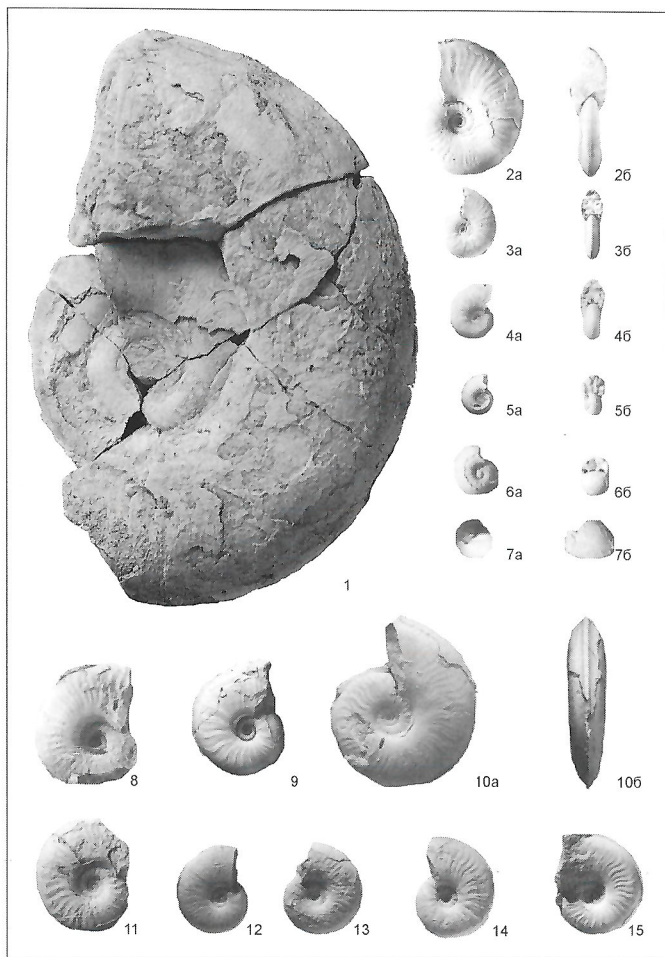
Замечания. В настоящее время известны 5 видов этого рода в Европе, из них три в Англии и два в Германии. Анализ коллекции аммонитов, собранных из одного уровня в тоарских разрезах Северо-Востока России свидетельствует о том, что вариация средних значений выраженности ребристости и пропорций оборота позволяет объединить все морфологические типы 5 названий в один вид.

Tiloniceras отмечаются в верхах зоны *tenuicostatum* в Англии и Северо-Западной Германии. Ранее выделяемая в основании зоны *tenuicostatum* подзона *Tiloniceras acutum* [6] и затем опубликованная Д.Дином и др. [4] установлена некорректно, так как единственный горизонт с *Tiloniceras* отмечается на уровне подзоны *semicellatum*. В то же время, М.Ховарт [5] указывает на более древнее появление этого рода на востоке Северной Америки, где он найден в аллохтонном террейне совместно с позднелинбаховскими аммонитами. По мнению М.Ховарта, этот террейн в позднем линбахе находился на широте Мексики. Наиболее древним из известных видов рода *Tiloniceras* считается *T. propinquum* (первоначально описанный как *Schloenbachia propinqua* Whiteaves, 1884) из разрезов тоара островов Королевы Шарлотты в Западной Канаде. *T. propinquum* по степени выраженности ребер весьма схож с *T. antiquum*, хотя, возможно, и имеются различия в морфологии оборотов.

Tiloniceras присутствует в разрезах тоара бассейна р.Левый Кедон (Северо-Восток России, Омолонский массив) и представлен многочисленными экземплярами хорошей сохранности. Ю.С.Репин рассматривал *T. propinquum* как типовой вид подрода *Ovaticeras* (*Pacificeras*). Учитывая значительное морфологическое сходство *T. antiquum* и *T. propinquum*, М.Ховарт [5] относит подрод *Ovaticeras* (*Pacificeras*) к синонимам рода *Tiloniceras*.

По характеру внешней морфологии и строению лопастной линии рассматриваемый род наиболее близок к роду *Ovaticeras* Buckman, от которого отличается плавным умбональным перегибом. Этот признак положен в основу разделения родов *Tiloniceras* и *Eleganticeras*. Последний из них имеет четко обособленную умбональную стенку, на которой расположена более широкая и короткая внутренняя боковая лопасть I.

Распространение. Нижний тоар, зона *Dactylioceras tenuicostatum* Бореальной области.



Фототаблица. Аммониты рода *Tiltoniceras* Bukman:

фиг. 1—15, *Tiltoniceras antiquum* (Wright): 1 — экз. 23/8, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омогонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1,4 м от подошвы слоя; 2—7, экз. 99/20, вид со стороны: 2a — боковой, 2б — устья; 3a — боковой, 3б — устья; 4a — боковой (×2); 4б — устья (×2); 5a — боковой (×4), 5б — устья (×4); 6a — боковой (×10), 6б — устья (×10); 7a — вентральной (×30), 7б — боковой (×30); Северо-Восток России, Омогонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1 м от подошвы слоя; 8 — экз. 99/8, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омогонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 2,8 м от подошвы слоя; 9 — экз. 52, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омогонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 4,2 м от подошвы слоя; 10 — экз. 23/3, вид со стороны: 10a — боковой, 10б — вентральной; Северо-Восток России, Омогонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1,4 м от подошвы слоя; 11 — экз. 36/1, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омогонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1,0 м от подошвы слоя; 12—15, Северо-Восток России, Омогонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 2,8 м от подошвы слоя, вид с боковой стороны; 12 — экз. 99/15; 13 — экз. 99/12; 14 — экз. 99/25; 15 — экз. 99/50; нижний тоар, зона *Dactylioceras tenuicostatum*, филозона *Tiltoniceras antiquum*

Tiltoniceras antiquum (Wright), 1882

Фототаблица, фиг. 1—15

Ammonites acutus: Tate, 1875, с. 204 (non Sowerby, 1815); Denckmann, 1887, с. 59, табл. 10, фиг. 1—3.

Harpoceras acutum: Wright, 1884, с. 469, табл. 82, фиг. 7, 8.

Harpoceras antiquum: Wright, 1882, табл. 57, фиг. 1—4; 1883, с. 431.

Ammonites capillatus: Denckmann, 1887, с. 60, табл. I, фиг. 7; табл. 4, фиг. 3; табл. 4, фиг. 3.

Harpoceras capillatum: Naug, 1893, с. 330, табл. 10, фиг. 7.

Tiltoniceras capillatum: Hoffmann, 1968, с. 17, 18, табл. 5, фиг. 1—4; Lehmann, 1969, с. 57, табл. 20, фиг. 1, 2, 8; Дагис, 1974, с. 25, табл. 3, фиг. 5, 6.

Tiltoniceras capillatum nov. subsp. A: Hoffmann, 1968, с. 18, табл. 5, фиг. 2a—c, 4.

Harpoceras schroderi: Denckmann, 1893, с. 110.

Tiltoniceras schroderi: Hoffmann, 1968, с. 13, табл. 4, фиг. 2.

Tiltoniceras costatum: Buckman, 1913, с. VIII; 1914, табл. 97, фиг. 1—4; Hoffmann, 1968, с. 13, табл. 4, фиг. 3a—в; Lehmann, 1968, с. 57; А.А. Дагис, 1974а, с. 23, табл. III, фиг. 1—4.

Tiltoniceras aff. *costatum*: А.А. Дагис, 1974 а, с. 24, табл. III, фиг. 7, 8.

Tiltoniceras sp.: Полевой атлас..., 1968, с. 116, табл. 44, фиг. 2, 3.

Schloenbachia propinqua: Whiteaves, 1884, с. 247; табл. 33, фиг. 2, 2a.

Harpoceras propinquum: Mc Learn, 1930, с. 4, 66, табл. 6, фиг. 1—4, табл. 7, фиг. 3.

Ovaticeras propinquum: Полевой атлас..., 1968, с. 116, табл. 44, фиг. 2, 3.

Ovaticeras facetum: Полуботко, Репин, 1966, с. 45, табл. 1, фиг. 4, 5a, в, 8; Полевой атлас..., 1968, с. 45, табл. 46, фиг. 1, 2, 4, 5.

Tiltoniceras propinquum: А.А. Дагис, 1974 а, с. 21, табл. I, фиг. 1—4; табл. II, фиг. 1.

Harpoceras (Tiltoniceras) antiquum: Riegraf, Werner, Lorcher, 1984, с. 125, фиг. 36, табл. 7, фиг. 9, 10.

Tiltoniceras acutum: Donovan, 1954, с. 51; Hoffmann, 1968, с. 13, табл. 3, фиг. 4; Lehmann, 1968, с. 56, табл. 19, фиг. 6.

Tiltoniceras schroederi: Hoffmann, Martin, 1960, с. 116, табл. 9, фиг. 6, 7, 12; Hoffmann, 1968, с. 13, табл. 4, фиг. 2; Lehmann, 1968, с. 57.

Tiltoniceras aff. *schroederi*: Ernst, 1967, табл. 2, фиг. 5.

Tiltoniceras propinquum: Дагис, 1971, с. 175, табл. 4, фиг. 4, 5; Дагис, 1974, с. 21, табл. I; фиг. 1—4; табл. II; фиг. 1.

Tiltoniceras antiquum: Князев и др., 2003, табл. 1, фиг. 7—9.

Голотип — экземпляр, изображенный Т. Райтом [7, табл. 57, фиг. 1—4], происходит из Йоркшира, Англия. Тоарский ярус, зона *Dactylioceras tenuicostatum*.

Материал. Более сотни экземпляров хорошей сохранности из разрезов тоарского яруса Омогонского массива, бассейн р. Левый Кедон.

Форма. Раковины пахионосовые до третьего оборота и дисконосовые на взрослых стадиях с почти плоскими боковыми сторонами. Умбональный край округлый. Умбональная стенка не обособлена. Вентральный перегиб плавный. Киль высокий, отчетливый, приклеиваемые площадки не

Размеры (в мм)

Экзем- пляр	Местонахождение	Диаметр		Высота оборота		Толщина оборота	Оборот
		раковины	умбо	внешняя	внутренняя		
23/8	р.Астрономическая, слой 5, уро- вень 1,4 м от подошвы слоя	138,0 (100)	—	—	43,6 (31)	35,0 (29)	Шестой
99/8	руч.Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 2,8 м от подошвы слоя	36,0 (100)	11,0 (35)	16,0 (44)	—	11,0 (35)	«
51	То же	33,5 (100)	10,0 (30)	15,0 (45)	—	10,0 (30)	«
99/8-1	«	30,5 (100)	9,0 (30)	13,0 (43)	—	9,0 (30)	«
99/9	«	31,0 (100)	9,0 (30)	13,0 (42)	—	10,0 (32)	«
99/25	«	23,0 (100)	7,0 (32)	10,0 (43)	—	6,5 (51)	«
99/10	«	25,0 (100)	7,5 (30)	11,0 (44)	9,0 (36)	7,5 (30)	«
99/12	«	23,0 (100)	6,0 (28)	9,0 (40)	8,0 (39)	6,5 (29)	«
99/14	«	22,0 (100)	5,5 (25)	9,0 (40)	7,5 (34)	7,0 (33)	«
99/15	«	20,5 (100)	5,0 (25)	9,0 (45)	7,0 (35)	6,0 (30)	«
99/16	«	21,0 (100)	6,0 (28)	8,0 (39)	—	6,0 (29)	«
99/19	«	17,0 (100)	4,0 (24)	7,5 (40)	—	5,0 (29)	«
99/20	«	31,4 (100)	8,0 (25)	16,5 (52)	12,0 (38)	9,5 (31)	«
	«	17,2 (100)	4,4 (24)	8,6 (50)	6,5 (38)	5,5 (30)	Пятый
	«	7,3 (100)	2,0 (27)	3,2 (43)	2,5 (34)	2,5 (34)	Четвертый
	«	2,7 (100)	0,8 (29)	1,2 (44)	1,1 (43)	1,5 (55)	Третий
	«	1,1 (100)	0,3 (27)	0,5 (45)	0,4 (36)	0,7 (63)	Второй
	«	0,3 (100)	—	0,3 (100)	0,2 (66)	0,6 (200)	Первый
23/9	р.Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1,4 м от подошвы слоя	40,0 (100)	11,0 (27)	16,0 (40)	—	11,0 (27)	Шестой
36/5	р.Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 7,0 м от подошвы слоя	39,0 (100)	13,0 (33)	18,0 (46)	—	11,0 (29)	«
36/2	То же	31,0 (100)	9,0 (30)	15,0 (47)	13,0 (42)	9,0 (30)	«

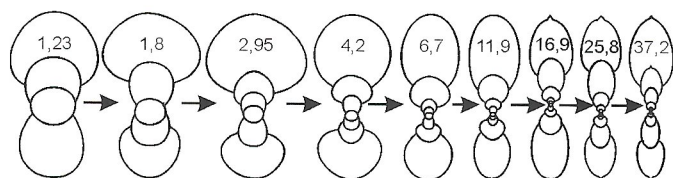


Рис. 1. Онтогенез формы раковины *Tiltoniceras antiquum* (Wright). Все стадии зарисованы с экз. 36/1:

на поперечных сечениях раковин указаны их диаметры

обособлены. По размеру умбо раковины (см. таблицу) относятся к группе с умеренно узким умбо (рис. 1).

Скульптура весьма изменчива и изменяется от тонких, серповидных до широко расставленных и более рельефных ребер. Наиболее отчетливо они выражены в верхней трети боковых сторон. Вблизи умбонального перегиба могут соединяться в пучки из двух или трех ребер с образованием небольших утолщений. На вентральной стороне отмечается резкий изгиб ребер вперед. На внешних оборотах наблюдается ослабление скульптуры, и здесь сохраняются лишь тонкие линии нарастания.

Лопастная линия. Первая лопастная линия (рис. 2, А) представлена довольно узким седлом, расположенным на середине наружной стороны, двумя лопастями (U, I), разделенными умбональным седлом, и широким спинным. Лопасть U¹ формируется путем прогибания умбонального

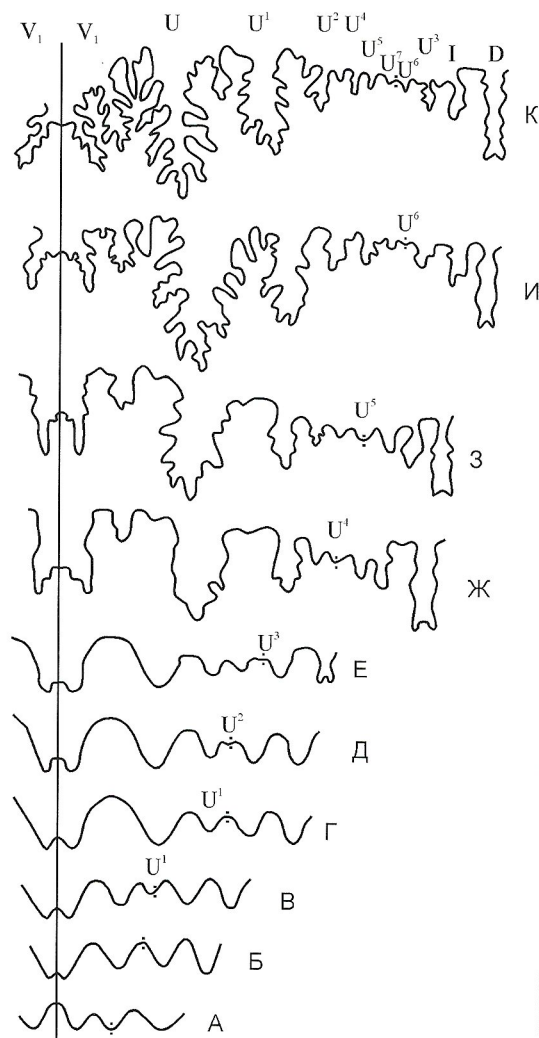


Рис. 2. Онтогенез лопастной линии *Tiltoniceras antiquum* (Wright). Все стадии (А—К) зарисованы с экз. 99/20:

Параметры, мм	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
Диаметр: раковины умбо	0,25	0,6	0,8	0,9	1,1	2,7	7,3	17,0	25,0	37,2
	—	—	—	0,3	0,3	0,8	2,0	4,4	7,5	11,0
Высота оборота: внешняя	—	—	0,3	0,5	0,5	1,2	3,2	8,6	11,0	16,1
внутренняя	—	—	0,2	0,4	0,4	1,1	2,5	6,5	9,0	15,0
Толщина оборота	—	—	0,6	0,7	0,7	1,5	2,5	5,5	7,5	11,0

седла (см. рис. 2, В). При Д около 1 мм на умбональном шве возникает лопасть U² (см. рис. 2, Д). Значительная перестройка лопастной линии отмечается на третьем обороте, когда на умбональном шве закладывается лопасть U³ и дорсальная лопасть становится двузубчатой (см. рис. 2, Е).

В процессе дальнейшего роста раковины усложняется форма основных лопастей и седел, а также образуются новые основные элементы. На четвертом обороте на умбональном шве возникает лопасть U⁴ (см. рис. 2, Ж). Одновременно углубляется дополнительная лопасть в вершине вентрального седла. Лопасть U³ переходит на внутреннюю сторону оборота и располагается рядом с лопастью I. На пятом обороте образуется лопасть U⁵, которая затем переходит на внешнюю сторону оборота (см. рис. 2, З).

В начале шестого оборота на умбональном шве закладывается лопасть U⁶ (см. рис. 2, И), которая затем смещается с умбонального шва на внутреннюю сторону оборота, а ее место на умбональном шве занимает лопасть U⁷. В процессе роста раковины она смещается на внешнюю сторону (см. рис. 2, К). Таким образом, конечная формула лопастной линии *T. antiquum* (Wright) имеет вид: (V₁ V₁) U U¹ U² U⁴ U⁵ U⁷: U⁶ U³ I D.

Распространение. *Tiltoniceras antiquum* — характерная форма зоны *Dactylioceras tenuicostatum* Западной Европы; приурочен к основанию тоара Аляски и Арктической Канады; доминирует в филозоне *antiquum* на Северо-Востоке России.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-04-49792).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дагис А.А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) Севера Сибири. — Новосибирск: Наука, 1974.
2. Князев В.Г., Прокопьев А.В. Биогеографическое районирование тоарских Бореальных бассейнов // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 29—33.
3. Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др. Палеозоогеография морей Бореального пояса в юре и неокме // Проблемы общей и региональной геологии. — Новосибирск: Наука, 1971. С. 179—211.
4. Dean W., Donovan D., Howarth M. Liassic ammonite zones and subzones of the North-West province // Bull. Brit. Mus. (Natur. History) Geol. 1961. Vol. 4. № 10. P. 438—498.
5. Howarth M. The Ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain // Paleontogr. Soc. London. 1992.
6. Spath L. F. The ammonite zones of the Lias // Geological Magazine. 1942. 79. P. 264—268.
7. Wright T. Monograph on the Lias Ammonites of the British Islands // Paleontogr. Soc. London. 1882.

Схема стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья (Восточная Якутия)

А.И.СЕРГЕЕНКО, И.Н.БЕЛОЛОБСКИЙ, О.В.ГРИНЕНКО

Предлагаемая схема стратиграфии четвертичных отложений обобщает результаты по разработке легенды северной части Хараулах-Тарасалинской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:50 000. Северное Верхоянье (Северо-Верхоянская структурно-фациальная зона) в четвертичное время представляет западную часть обширного Яно-Колымского региона [1], охватывающего Яно-Колымскую низменность (равнинный подрегион) и ее горное обрамление (горный подрегион). В пределах этой низменности четко выделяются два структурно-фациальных района Хараулахский и Буорхайнский (см. рисунок). Хараулахский район (одноименный хребет, Хараулахская структурно-фациальная подзона), характеризуется преимущественным поднятием территории, обусловившим формирование в приводораздельной части комплекса (лестницы) цокольных террас с отложениями в основном аллювиального генезиса, в склоновой — аккумулятивного, сложенных аллювиальными, озерными и морскими осадками. В Буорхайнском районе (равнинный подрегион) в его современной континентальной части (Элидэпская структурно-фациальная подзона: Нижнехараулахский и Элидэпский участки) накапливались констративные аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки повышенной мощности. В пределах Северного Верхоянья выявлены отложения неоплейстоцена, представленные средним и верхним его звеньями, и голоцена (см. таблицу). Палинологическое изучение проводилось И.Г.Степановой и И.Л.Мельниковой, определение фауны млекопитающих — И.Н.Белолобским и П.А.Лазаревым. Радиоуглеродные датировки абсолютного возраста (^{14}C) по древесным остаткам устанавливались в СВКНИИ ДВО РАН (г.Магадан).

Неоплейстоцен. Среднее звено. Керемеситский надгоризонт. Улаханюрхская свита выделена А.С.Казанцевым и А.И.Сергеенко [1]. Стратотипический разрез свиты охарактеризован в бассейне р.Хотугу-Апанас, в верховьях ручья Мутный (обн. 1612). Свита представлена озерными переслаивающимися разнотравными песками, алевритами, с редкими прослоями гравийников, торфа. Отложения сохранились от размыва в приводораздельных участках и слагают 8—15-метровые аккумулятивные террасы в верховьях небольших притоков рек Улахан-Юрх и Хотугу-Апанас. Нижняя граница отложений террас проходит на абсолютной высоте 125 м, верхняя — 150 м, достигая 175 м в верховьях ручья Врезанный, правого притока р.Хотугу-Апанас (обн. 2). Слои слабо наклонены в сторону тальвега долины. Мощность 15 м.

Выделение улаханюрхской свиты в среднем течении р.Элидэп (обн. 12) указывает на ее региональное распространение (см. рисунок). Субгоризонтально-слоистые (с незначительным уклоном к тальвегу и вниз долины) алевритопесчаные отложения мощностью 5—6 м по геоморфологическому положению, условиям залегания, литологическому составу, фациальной принадлежности, сходству палинокомплексов коррелируются с охарактеризованными осадками в бассейне р.Хотугу-Апанас. Палинокомплекс

свиты в целом отражает растительность преимущественно тундростепного типа с преобладанием травянистых растений (40—70%): злаков, осок, разнотравья, местами гвоз-

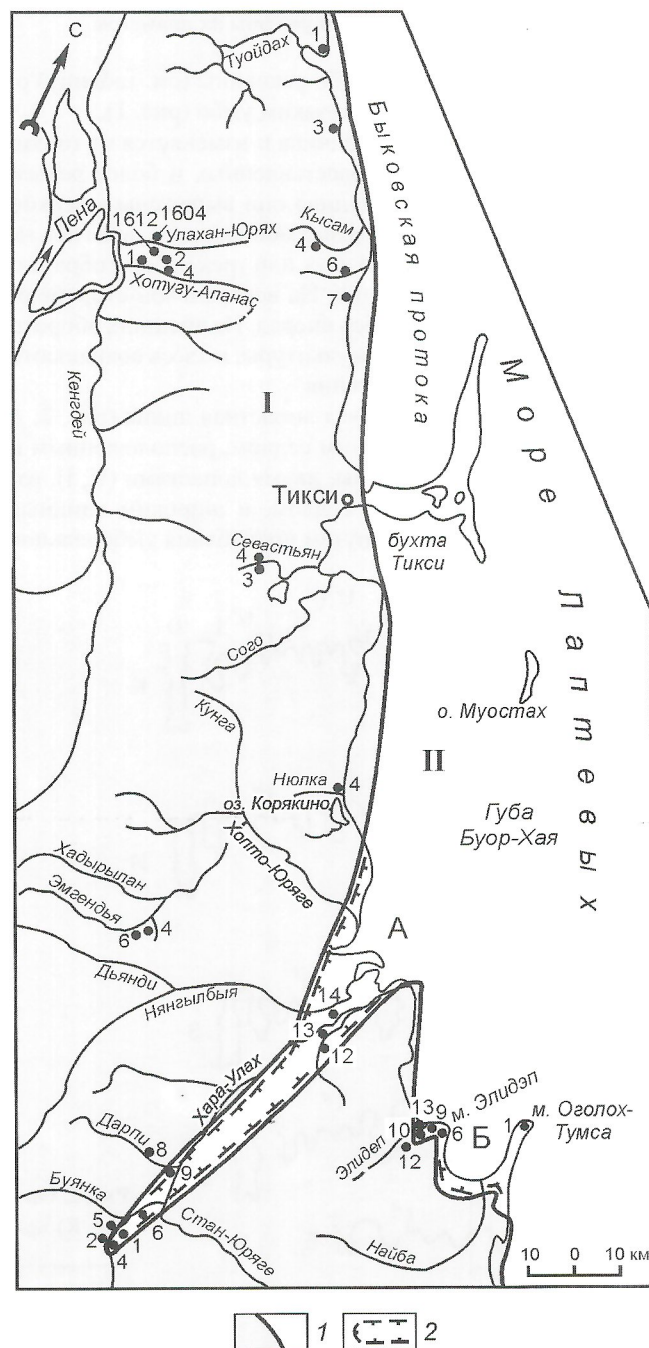


Схема структурно-фациального районирования и местоположение стратотипического и опорных разрезов четвертичных отложений Северного Верхоянья:

границы: 1 — районов (I — Хараулахский, II — Буорхайнский), 2 — участков (А — Нижнехараулахский, Б — Элидэпский); арабские цифры около точек — обнажения (стратотипический и опорные разрезы)

дичных; меньше встречается древесно-кустарниковых (20—40%), в основном кустарниковые березы и ольховник, в незначительном количестве — береза древовидная и кедровый стланик. Среди споровых растений (8—10%) преобладают кокедыжники, зеленые мхи и сибирские плауны. В обнажении 2 ручья Врезанный обнаружен позвонок *Ovibos moschatus pallantis* H.Smith. (средний плейстоцен (?), по заключению П.А.Лазарева). Геоморфологическое положение свиты, литологический состав, тундростепной палинокомплекс, находка среднеплейстоценовой фауны дают основание датировать накопление этих осадков среднеплейстоценовым криохроном. Свита распространена регионально и сопоставляется с кемюлкенской, керемситской и другими свитами [3].

Верхнее звено. Первая ступень. Хараулахская структурно-фациальная подзона состоит из аллювиальных галечно-щебнистых отложений мощностью 1—2 м серии цокольных террас и тальвега палеодолин в междуречье Дьянди и Эмгендя (ручей Илин-Буркат, обнажения 4, 6). В палинокомплексах преобладают древесно-кустарниковые растения (50—66%), среди которых больше всего кустарниковых форм березы, ольховника, присутствуют лиственница, высокоствольные березы, встречается ель, сосновые. Травянисто-кустарничковые, в основном верескоцветные, составляют 26—37%; споровые, преимущественно сфагновые и зеленые мхи — 6—11%. Палинокомплексы представлены растительностью березово-лиственничного редколесья с развитым кустарниковым подъярусом. Учитывая геоморфологическое положение и лесотундровый характер растительности, время накопления этих осадков определяется первым позднеплейстоценовым термохроном. В долине р.Хара-Улах к этому возрасту относятся маломощные (1 м) галечно-валунные отложения комплекса цокольных террас от IV и выше.

Первая ступень, ойягосский, молотковский горизонты. Элидэпская структурно-фациальная подзона. На Элидэпском участке аллювиальные, аллювиально-делювиальные галечно-щебнистые, гравийно-дресвяные отложения мощностью 10—35 м выполняют палеодолины восточного и западного склонов мысов Элидэп и Оголох-Тумса, залегают в долинах правых притоков р.Элидэп. Эта толща по составу палинокомплексов подразделяется на три части. В тальвеговой части (ложковый аллювий) палинокомплекс кустарниково-тундровой растительности (обн. 9). Выше по разрезу в аллювиально-делювиальной толще (обн. 6) они тундростепные. Разрез завершают аллювиальные гравийно-галечно-щебнистые отложения (обн. 9) с палинокомплексами, характеризующим растительность кустарниковой тундры. На высоте 5 м над уровнем моря обнаружены костные остатки *Mammuthus primigenius* Blum. Выше по течению в аналогичных отложениях был обнаружен зуб *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип). Последовательная изменчивость палинокомплекса, обусловленная сменой теплых и холодных эпох, позднеплейстоценовая фауна позволяют отнести формирование этих отложений к позднему неоплейстоцену: последовательно, первому термохрону, ойягосскому криохрону и молотковскому термохрону. Следует отметить, что в настоящее время сохранились только погребенные долины верховьев палеоречек, тальвеги которых погружаются ниже уровня моря. Галечные и галечно-щебнистые отложения перекрываются льдистыми алевролитами сартанского возраста.

Ойягосский горизонт — Хараулахская структурно-фациальная подзона. Озерные подпрудные циклически построенные гравийно-песчаные отложения темно-серого, серого цветов слагают 20—25-метровую аккумулятивную террасу (обн. 8) в долине левого притока р.Дарпи (бассейн р.Хара-Улах). Циклиты мощностью 5—7 см характеризуются трансгрессивным распределением обломочного материала. Низы представлены гравийниками с мелкой галькой. Гравий, галька местных пород (алевролиты, аргиллиты, песчаники) средней окатанности. Вверх по циклиту крупность материала постепенно уменьшается до крупнозернистых песков в средней части, мелкозернистых и алевроитов — в верхней. Слои имеют незначительный уклон в сторону тальвега современной долины. В палинокомплексах преобладают травянисто-кустарничковая (40—73%) и споровая (22—50%) группы растений с подчиненным положением древесно-кустарниковой (5—27%). Доминирование злаково-осоково-пыльничной ассоциации, зеленых мхов и сибирских плаунов указывает на преимущественно тундростепной, частично горно-тундровый облик палеорастительности. Уровень распространения озерных осадков соответствует уровню IV надпойменной цокольной террасы р.Хара-Улах. Аллювиальные отложения этой террасы представлены отдельными скоплениями валунно-галечного материала. Учитывая геоморфологическое положение и «холодный» палинокомплекс, формирование этой толщи может быть отнесено к ойягосскому криохрону.

Молотковский горизонт. Хараулахская структурно-фациальная подзона. Аллювиальные галечно-валунные отложения мощностью 2—4 м II и III надпойменных цокольных террас в левобережной части долины среднего течения р.Хара-Улах (обнажения 2, 5). Состав палинокомплексов отражает растительность кустарниковой тундры с участками редкостойных лиственнично-березовых лесов. Учитывая гипсометрически низкое положение террас, состав растительности, свидетельствующий об относительно теплоумеренном и влажном климате, можно считать, что формирование таких отложений происходило в молотковское время (молотковский термохрон).

Молотковский, сартанский горизонты. Хараулахская структурно-фациальная подзона. В горной части аллювиальные отложения, слагающие II надпойменную аккумулятивную террасу ручья Хмурый (обн. 1) в бассейнах рек Хотугу-Апанас и Улахан-Юрях (обн. 1604), представлены в нижней части галечниками (2—3 м), верхней — горизонтально-косослоистыми разнородными песками, алевроитами (3—4 м). Элидэпская структурно-фациальная подзона, Нижнехараулахский участок, где молотковско-сартанские озерно-аллювиальные отложения III надпойменной аккумулятивной террасы в нижнем течении р.Хара-Улах также представлены внизу галечниками (видимая мощность 2—3 м), перекрываемые горизонтально-слоистыми льдистыми песками, алевроитами (10—12 м) со стволами березы и лиственницы (обнажения 1, 4, 6, 12, 14). Палинокомплекс нижней части разреза (галечники) сопоставим с охарактеризованным палинокомплексом молотковского горизонта. Здесь также преобладают кустарниковые березы, ольховник, в меньшей степени злаки, осоки, верескоцветные, присутствуют лиственница, высокоствольные березы, различные мхи, что соответствует растительности кустарниковой тундры с участками лиственнично-березового редколесья. Отличный палинокомплекс содержат алевроитопесчаные отложения. Растительность приобретает криоксерофитный облик близкий к

Схема стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья

Общая шкала				Региональные стратиграфические подразделения		Корреляция местных		
Система	Надраздел	Раздел	Звено	Ступень	Над-горизонт	Горизонт	Северо-Верхоянская	
Хараулахская структурно-фациальная подзона								
Приводораздельная часть							Склоновая часть	
Четвертичная (квартер)	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	Четвертая	Едомный	Современный	Аллювиальные галечники, пески, торфяники низкой поймы, русел, кос. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Pinus pumila</i> , Cyperaceae, Gramineae; субдоминанты <i>Alnaster</i> , <i>Betula</i> кустарниковые; сопутствующие <i>Larix</i> , <i>Betula</i> древов., <i>Ericales</i> , <i>Artemisia</i> , Bryales, Polypodiaceae. ¹⁴ C 3120±20 лет назад (МАГ - 1440) 1-4 м	Аллювиальные галечники, морские галечники, пески. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты Graminea, <i>Alnaster</i> ; субдоминанты <i>Betula</i> куст., Cyperaceae, <i>Ericales</i> , сопутствующие <i>Pinus s/g Haploxyton</i> , Bryales, разнотравье, <i>Larix</i>
						Сартанский	Аллювиальные галечники, пески I надпойменной цокольной террасы, высокой поймы. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Alnaster</i> , <i>Lucopodium</i> ; субдоминанты <i>Betula</i> куст., Cyperaceae, Gramineae; сопутствующие <i>Betula</i> древов., <i>Ericales</i> , <i>Artemisia</i> , разнотравье, Bryales, <i>Sphagnum</i> ¹⁴ C 8090±100-8850±190 лет назад (МАГ - 1438, 1439) 2-6 м	2-6 м
	Плейстоцен	Верхнее	Третья	Едомный	Молотковский	Аллювиальные галечно-валунные отложения II и III надпойменных цокольных террас. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Alnaster</i> , субдоминанты <i>Betula</i> куст., <i>Ericales</i> , Cyperaceae, Gramineae; сопутствующие <i>Artemisia</i> , <i>Pinus s/g Haploxyton</i> , Polypodiaceae, <i>Larix</i> 2-4 м	II надпойменная аккумулятивная терраса 5-7 м	Аллювиальные пески, алевроиты. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - доминанты Cyperaceae, Gramineae, <i>Alnaster</i> , субдоминанты <i>Betula</i> куст., <i>Ericales</i> , <i>Artemisia</i> , Polypodiaceae; сопутствующие <i>Pinus s/g Haploxyton</i> , <i>Larix</i> , <i>Salix</i> , <i>Sphagnum</i>
					Ойягосский	Озерные гравийно-песчаные отложения. Споры, пыльца: ТК, СП, ДК - доминанты (попеременно) Gramineae, Bryales, <i>Selaginella sibirica</i> ; субдоминанты Cyperaceae, <i>Artemisia</i> ; сопутствующие <i>Pinus s/g Haploxyton</i> , <i>Alnaster</i> , <i>Betula</i> куст., Polypodiaceae 20 м		
	Плейстоцен	Верхнее	Первая	Едомный		Аллювиальные галечники террасового комплекса палеодолин, галечно-валунные отложения комплекса цокольных террас от V и выше. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Alnaster</i> , <i>Betula</i> куст.; субдоминанты <i>Betula</i> древовидн., <i>Ericales</i> ; сопутствующие <i>Artemisia</i> , <i>Pinus pumila</i> , <i>Larix</i> , <i>Pinus s/g Haploxyton</i> , <i>Salix</i> , разнотравье, <i>Picea obovata</i> , <i>Pinus silvestris</i> , <i>Alnus</i> , <i>Menyanthes</i> , <i>Ovoidites</i> , <i>Polygonum amphybium</i> , <i>Lucopodium complanatum</i> , <i>L. clavatum</i> и др. 1-2 м		
						Улаханюряхская свита. Озерные алевроито-песчаные отложения. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - доминанты (попеременно) Caryophyllaceae, Cyperaceae, Gramineae; субдоминанты <i>Artemisia</i> , разнотравье; сопутствующие <i>Alnaster</i> , <i>Betula</i> куст., <i>Salix</i> , Bryales, Polypodiaceae. Фауна: <i>Ovibos moschatus pallantis</i> H.Smith 15 м		
	Плейстоцен	Верхнее	Среднее	Керемеситский				
	Плейстоцен	Верхнее	Нижнее					

стратиграфических подразделений

структурно-фациальная зона

Элидэпская структурно-фациальная подзона	
Нижнехараулахский участок	Элидэпский участок
Аллювиальные, озерные галечники, пески, алевроиты, торфяники низкой равнины, аккумулятивной террасы, поймы, русел. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Alnaster</i>, <i>Betula</i> куст.; субдоминанты (попеременно) <i>Ericales</i>, <i>Gramineae</i>, <i>Artemisia</i>, <i>Cyperaceae</i>, <i>Polypodiaceae</i>; сопутствующие <i>Salix</i>, <i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>, <i>Bryales</i>, <i>Sphagnum</i>, разнотравье	
Озерно-болотные (аласный комплекс) алевроиты торфяники II надпойменной эрозионной террасы. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - доминанты <i>Cyperaceae</i>; субдоминанты <i>Alnaster</i>, <i>Betula</i> куст., <i>Artemisia</i>; сопутствующие <i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>, <i>Salix</i>, <i>Bryales</i>	2-4 м
Пески, алевроиты, торфяники, клинья льда. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Alnaster</i>, <i>Ericales</i>; субдоминанты <i>Gramineae</i>, <i>Cyperaceae</i>, разнотравье; сопутствующие <i>Bryales</i>, <i>Sphagnum</i>, <i>Betula</i> куст., <i>Larix</i>, <i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>. Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> Blum.	2-3 м Едомная свита. Алевроиты льдистые, торфяники, растительные остатки. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - доминанты (попеременно) <i>Gramineae</i>, <i>Bryales</i>; субдоминанты <i>Alnaster</i>, <i>Betula</i> куст.; сопутствующие <i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>, <i>Ericales</i>, <i>Caryophyllaceae</i>, <i>Polypodiaceae</i> 20 м
Галечники. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Betula</i> куст., <i>Alnaster</i>; субдоминанты <i>Gramineae</i>, <i>Ericales</i>, <i>Cyperaceae</i>, <i>Artemisia</i>; сопутствующие разнотравье, <i>Larix</i>, <i>Selaginilla sibirica</i>, <i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>.	10-35 м Частично гравийники. Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Alnaster</i>, <i>Betula</i> куст., <i>Ericales</i>; субдоминанты <i>Gramineae</i>, <i>Cyperaceae</i>, <i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>; сопутствующие <i>Larix</i>, <i>Salix</i>, <i>Picea</i>, разнотравье. Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> Blum.
III надпойменная аккумулятивная терраса. Озерно-аллювиальные отложения высокой поймы	Аллювиально-дельтавые галечно-щебнистые отложения Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - доминанты (попеременно) <i>Cyperaceae</i>, <i>Artemisia</i>, <i>Gramineae</i>, <i>Caryophyllaceae</i>; субдоминанты <i>Alnaster</i>, <i>Betula</i> куст., <i>Salix</i>, <i>Polypodiaceae</i>; сопутствующие <i>Bryales</i>, <i>Sphagnum</i>, <i>Lycopodium</i>, <i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>. Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> Blum.
	Споры, пыльца: ДК, ТК, СП - доминанты <i>Alnaster</i>, <i>Gramineae</i>, <i>Betula</i> куст.; субдоминанты <i>Bryales</i>, <i>Artemisia</i>, <i>Betula</i> sp. древов.; сопутствующие <i>Pinus</i> s/g <i>Haploxylon</i>; <i>Larix</i>, <i>Salix</i>, <i>Selaginella sanguinolenta</i>
Улаханюрхская свита. Озерные алевроиты, пески. Споры, пыльца: ТК, ДК, СП - доминанты <i>Cyperaceae</i>, <i>Gramineae</i>; субдоминанты <i>Caryophyllaceae</i>, <i>Artemisia</i>; сопутствующие <i>Betula</i> куст., <i>Alnaster</i>, <i>Polypodiaceae</i>	5-6 м

тундростепному. Доминирующими становятся травянистые, преимущественно злаково-осоковые, ассоциации с подчиненным развитием кустарниковых форм березы и ольховника, что отражает похолодание климата сартанского криохрона. В льдистых алевроитах обнаружены костные остатки *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип). Аналогичные супесчано-суглинистые отложения мощностью 40—50 м выявлены в низовье р. Куолай [3], где по данным определения костных остатков млекопитающих, диатомового и палинологического анализов, а также радиоуглеродной датировке древесины из нижнего горизонта (25 000 лет назад) формирование этих осадков отнесено к молотковско-сартанскому времени.

Сартанский горизонт. Элидэпская структурно-фациальная подзона, Элидэпский участок. Едомные льдистые алевроиты, залегающие как на молотковских щебенисто-галечных отложениях, так и на коренных породах, прослеживаются на мысе Оголох-Тумса (обн. 1) и в долине правого притока р. Элидэп (обн. 10). Мощность отложений достигает 20 м. Отличительная особенность палинокомплекса — преобладание травянистой группы растений, представленной преимущественно злаками, пылью, меньше споровых (зеленые мхи, папоротники и др.). Среди немногочисленных древесных доминируют кустарниковые формы березы и ольхи. Такой палинокомплекс характеризует тундростепной тип растительности, свидетельствующий о холодном климате. В средней части разреза обнаружены костные остатки *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип). Геоморфологическое положение, литологический состав, «холодный» палинокомплекс, позднеплейстоценовая фауна позволяют отнести формирование этой толщи к сартанскому криохрону.

Голоцен. Современный горизонт, нижняя часть. Хараулахская структурно-фациальная подзона. В горной части аллювиальные галечники, мощностью 2—3 м I надпойменной цокольной террасы и высокой поймы (в притоках) охарактеризованы по Быковской протоке (обнажения 3, 6, 7) и р. Хотугу-Апанас (обнажение 4), р. Севастьян (обнажения 3, 4). В палинокомплексе древесно-кустарниковые (24—55%) представлены в основном мелколиственными: ольховником и кустарниковой березой, в меньшем количестве отмечаются береза древовидная, лиственница, кедровый стланик. В травянисто-кустарниковой группе (24—51%) преобладают осоки, злаки, верескоцветные, пыль. В группе споровых (21—25%) обнаружены разнообразные плауны, зеленые мхи, сибирские плауники. Палинокомплекс отражает растительность кустарниковой тундры с отдельными участками лиственнично-березовых редколесий. Возраст галечников I надпойменной цокольной террасы р. Хотугу-Апанас (^{14}C) определяется в диапазоне 8090 (МАГ—1438)—8850 (МАГ—1439) лет назад.

Элидэпская структурно-фациальная подзона, Нижнехараулахский участок. В низменной части, в среднем и нижнем течении р. Хара-Улах, аласные отложения раннего голоценового возраста залегают на II (по высотному положению) надпойменной цокольной террасе (обн. 6). Образование их обусловлено преимущественно термокарстовой переработкой подстилающих сартанских льдистых алевроитов. Абсолютный возраст, геоморфологическое положение, относительное потепление климата, выразившееся в появлении лесотундровой растительности в послесартанское время свидетельствуют о раннеголоценовом времени формирования этих отложений.

Современный горизонт, верхняя часть. Хараулахская структурно-фациальная подзона. Аллювиальные галечники, пески, торфяники, мощностью 1—4 м, низкой поймы, русел, кос (Быковская протока, обн. 1; ручей Нюлка, обн. 4). В палинокомплексе древесно-кустарниковая и травянисто-кустарниковая группы растений содержатся приблизительно в равных количествах (35—50%), а споровые — подчиненным. В целом доминируют кедровый стланик, осоки, злаки, кустарниковые березы, ольховник, присутствуют зеленые мхи, древовидные березы, лиственница и другие, что отражает тундровый характер растительности. Согласно радиоуглеродной датировке (Быковская протока, обн. 1) — 3120 лет (МАГ—1440), накопление этих отложений происходило во второй половине голоцена.

Современный горизонт, нерасчлененный. Хараулахская структурно-фациальная подзона. В Хараулахском горном районе отложения долин небольших водотоков нерасчлененные — аллювиальные галечники I надпойменной террасы, поймы, русел. Они прослеживаются в верховьях правых притоков Быковской протоки ручьях Кысам-Кутургун (обн. 4), Хаардаах (обн. 6), где представлены галечно-щебенистыми породами мощностью 1—2 м. Элидэпская структурно-фациальная подзона, где на низменном Нижнехараулахском участке к ним относятся аллювиальные, аллювиально-озерные галечники, пески, алевроиты, торфяники, слагающие I надпойменную аккумулятивную террасу, пойменный и русловой комплекс отложений в нижнем течении р. Хара-Улах (обнажения 9, 13), мощность их 4 м. Морские галечно-песчаные отложения мощностью 2—6 м распространены по побережью губы Буор-Хая и слагают низкие террасы (Элидэпский участок, обн. 13), береговые валы, пляжи, пересыпи, косы. Палинокомплекс близок к современной растительности.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено широкое распространение среднееоплейстоцен-голоценовых отложений при практическом отсутствии осадков позднего плиоцена — первой половины неоплейстоцена. Наиболее древняя из четвертичных отложений — улаханюрхская свита среднееоплейстоценового возраста, прослеживаемая в приводораздельных частях и занимающая верхний геоморфологический уровень. Последующая активизация тектонических движений, выразившаяся в воздымании Хара-Улахского хребта, обусловила формирование в Хараулахской структурно-фациальной подзоне комплекса (лестницы) цокольных террас с отложениями преимущественно аллювиального генезиса в возрастном диапазоне поздний неоплейстоцен—голоцен.

В Элидэпской структурно-фациальной подзоне (Нижнехараулахский и Элидэпский участки) при нисходящих движениях последовательно накапливались позднеоплейстоценовые аллювиальные осадки древних долин (первая ступень, ойягосский, молотковский горизонты) и едомных льдистых алевроитов сартанского времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Решение Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). — Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987.
2. Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Неоплейстоцен Северного Верхоянья / Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тезисы докладов. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 46—47.
3. Тимашев И.Е. О стратиграфии плейстоцена западной окраины Яно-Индиго-Ирской низменности // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 10. С. 21—25.

70-летие Эдуарда Константиновича Буренкова

2 августа 2004 г. исполнилось 70 лет Эдуарду Константиновичу Буренкову, кандидату геолого-минералогических наук, заслуженному геологу Российской Федерации, академику Международной академии минеральных ресурсов, возглавлявшему в течение многих лет Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов.

В 1957 г. после окончания Московского института цветных металлов и золота Эдуард Константинович начал работать в центральной экспедиции геолого-геохимического треста МГи ОН СССР. Им разработаны геохимические методы выявления скрытого оруденения эндогенных месторождений бора, которые были внедрены в Армении, а также ПГО «Приморгеология», «Читагеология».

Э.К.Буренков один из первых в стране обосновал возможность обнаружения геохимическими методами осадочных месторождений на примере фосфоритов. Внедрение этой разработки позволило существенно увеличить прогнозные ресурсы и запасы фосфоритов в Казахстане и на территории деятельности ПГО «Дальгеология», «Красноярскгеология».

Все основные этапы становления Э.К.Буренкова как ученого, занимающегося вопросами прикладной геохимии, и организатора комплексных геолого- и эколого-геохимических исследований прошли в Московской опытно-методической экспедиции. В полной мере эти исследования были реализованы после 1986 г.

С 1992 г. под руководством и при активном личном участии Э.К.Буренкова разработана и апробирована в регионах России технология многоцелевого геохимического картирования (МГХК), способствующая решению геологических, прогнозно-металлогенических, экологических и агрогеохимических задач; созданы ландшафтно-геохимические основы картирования и универсальная компьютерная система «ГЕОСКАН» для обработки неоднородной геолого-геохимической информации.

Эдуард Константинович — один из основных создателей концепции комплексного картографирования территории страны в масштабе 1:5 000 000, позволившей создать комплект геолого-геохимических и эколого-геологических карт. Данная концепция продолжает развиваться, помогая обосновать комплексное и прогнозное картографирование масштабов 1:1 000 000—1:200 000 и добиться определенных практических успехов.

По инициативе Э.К.Буренкова созданы многие теоретические и практические аспекты экологической геохимии, обеспечивающие картографирование депонированного загрязнения, выявление его очагов и источников, взаимосвязей геохимических особенностей со здоровьем населения и разработку природоохранных мероприятий. Внедрение нового направления прикладной геохимии на практике успешно осуществлялось в городских агломерациях, сельскохозяйственных зонах, горнорудных районах, курортно-рекреационных центрах нечерноземной и черноземной зон России, Кольского полуострова, Краснодарского края, во многих странах СНГ. За разработку и внедрение комплекса геолого-экологических методов исследований г.Москвы и Московской области в 1991 г. Эдуард



Константинович награжден премией Совета Министров СССР.

Компьютеризированная система эколого-геохимической оценки техногенного загрязнения окружающей среды и здоровья населения «ЭКОСКАН», созданная в 1998 г. при активном участии Э.К.Буренкова, также отмечена премией Правительства Российской Федерации.

Научная и организационная деятельность Э.К.Буренкова многообразна. Он активно участвовал в международных геолого-геохимических проектах IGCP-259/360. Одним из основных вкладов в них от России стало развитие МГХК, отраженное в работе Международного симпозиума по прикладной геохимии стран СНГ (1997), организованного ИМГРЭ, и в сборниках по прикладной геохимии.

Достижения Э.К.Буренкова отмечены правительственными наградами: орденами «Знак почета» (1986), «За заслуги перед Отечеством» IV степени (2000).

Эдуард Константинович внес большой вклад в историю ИМГРЭ.

Коллеги и друзья сердечно поздравляют Эдуарда Константиновича с юбилеем и желают крепкого здоровья и творческой энергии.

*Ученый совет ИМГРЭ
Редколлегия журнала*

75-летие Владимира Стефановича Быкадорова

10 сентября 2004 г. исполнилось 75 лет Владимиру Стефановичу Быкадорову — заслуженному геологу России, доктору геолого-минералогических наук, академику РАЕН, лауреату Государственной премии СССР в области науки и техники, Почетному директору ВНИГРИуголь, крупному специалисту в угольной геологии и разведке месторождений твердых горючих ископаемых, известному ученому и организатору науки в области прогноза, поисков, разведки угольных месторождений и геолого-промышленной оценки угольной сырьевой базы.

В.С.Быкадоров родился на Дону в Ростовской области. В 1953 г. после окончания с отличием Новочеркасского политехнического института был направлен на работу в Восточную Сибирь, где до 1966 г. работал на поисках и разведке угольных месторождений Улугхемского, Канско-Ачинского, Тунгусского, Минусинского бассейнов в системе геологических организаций Красноярского геологоуправления Мингео СССР. Под его руководством и при непосредственном участии был разведан ряд крупных угольных месторождений с оценкой их ресурсов и защитой запасов в ГКЗ СССР, выполнен ряд сводных работ по геолого-промышленной оценке сырьевой базы угольных бассейнов Красноярского края, составлению карт угленосности и качества углей этих бассейнов.

В 1966 г. он был переведен в Москву в Главгеологию Министерства угольной промышленности СССР, прошел путь от старшего инженера до начальника научно-тематического подразделения Главка. Работая в системе геологической службы Минуглепрома СССР (1966—1980 гг.), В.С.Быкадоров основное внимание уделял анализу и оценке состояния, обеспеченности и воспроизводству сырьевой базы угольной промышленности, разработке требований промышленности к качеству и достоверности материалов разведки, созданию научно-картографической основы для поисков, разведки и геолого-промышленной оценки месторождений твердых горючих ископаемых, служивших базой основой планирования и производства геологоразведочных работ на уголь и способствовавших эффективному решению задач освоения, создания и укрепления сырьевой базы угольной промышленности.

Научная и организационная деятельность В.С.Быкадорова с 1980 г. была посвящена геолого-экономической оценке состояния сырьевых ресурсов топливно-энергетического комплекса страны и оптимизации размещения объемов геологоразведочных работ, научному обоснованию закономерностей формирования и размещения месторождений твердых горючих ископаемых и научно-методическому и технологическому обеспечению производства геологоразведочных работ на уголь и горючие сланцы.

В.С.Быкадоров в 1980—1983 гг. был заместителем директора по научной работе, а в 1985—1998 гг. — директором ВНИГРИуголь Мингео СССР и МПР России. Под его руководством в институте разработаны целевые комплексные программы развития угольной минерально-сырьевой базы страны, решены многие научно-методические и технико-технологические проблемы производства геологоразведочных работ на твердые горючие ископаемые, переработки и использования углей и попутных полезных ископаемых, утилизации отходов добычи и потребления углей и т.д. С его именем связано формирование сырьевой базы Южно-Сибирского и Центрально-Сибирского угле-



промышленных регионов как крупнейшей угольной базы страны, включающей около 80% балансовых запасов энергетических и коксующихся углей, в т.ч. около 90% запасов для открытых работ.

Результаты научной деятельности Владимира Стефановича отражены в более чем 100 научных трудах, в т.ч. 5 монографиях, многочисленных отчетах, аналитических записках и докладах, атласах и картах различного назначения. В 1970 г. он защитил кандидатскую, а в 1998 г. — докторскую диссертации, в 1992 г. был избран членом-корреспондентом, а в 2000 г. — академиком РАЕН. В.С.Быкадоров в течение многих лет был членом Научно-технического совета Мингео СССР и Мингео РСФСР, членом ЭГС ГКЗ СССР, председателем секции РИСО по твердым горючим ископаемым, членом Международной рабочей группы по корреляции угленосных формаций, редколлегии журнала «Минеральные ресурсы России»; также он входит в состав редколлегий журналов «Отечественная геология» и «Разведка и охрана недр», специализированных советов по защите кандидатских и докторских диссертаций.

Труд Владимира Стефановича Быкадорова высоко оценен государством. За успехи в производственной деятельности он неоднократно награждался ведомственными наградами Мингео и Минуглепрома СССР, в т.ч. знаками «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», «Отличник угольной промышленности СССР» и «Шахтерская слава» I—III степеней. Его имя занесено в Книгу Почета Красноярского геологического управления, а за участие в разведке и подготовке к широкому промышленному

освоению топливной сырьевой базы Канско-Ачинского топливно-энергетического комплекса (КАТЭК) ему была присуждена Государственная премия СССР в области науки и техники. За заслуги в научно-организационной деятельности Владимир Стефанович награжден Почетным знаком «За заслуги в развитии науки и экономики» II степени (РАЕН), а в 1997 г. ему присвоено почетное звание «Заслуженный геолог России».

В настоящее время В.С.Быкадоров, являясь главным научным сотрудником ВНИГРИуголь, продолжает активно трудиться над решением научно-методологических проблем угольной отрасли страны, подготовкой к изданию научных трудов, в т.ч. 6-томной монографии «Угольная база России». Его отличает профессиональная компетентность в решении научно-производственных и организационно-методических задач, творческий подход и глубокий научный анализ проблем прогноза, разведки и разработки

месторождений твердых горючих ископаемых, необыкновенное трудолюбие и скромность.

Свой юбилей Владимир Стефанович встречает полным творческих планов и замыслов, связанных с приумножением угольных богатств нашей Великой Угольной Державы, популяризацией роли и значения в жизни человеческого общества «Солнечного камня» Земли, открытию, изучению, освоению и использованию которого он посвятил всю свою трудовую деятельность.

Коллеги и друзья Владимира Стефановича сердечно поздравляют его с юбилеем и желают крепкого здоровья и новых творческих успехов.

*Ученый совет ВНИГРИуголь
Редколлегия журнала*

80-летие Владимира Емельяновича Бойцова

Владимир Емельянович Бойцов — профессор Московского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе, доктор геолого-минералогических наук, действительный член Академии горных наук, Академии минеральных ресурсов и Российской академии естественных наук, видный ученый в области минералогии и геологии рудных месторождений полезных ископаемых, председатель специализированного ученого совета МГГРУ по присуждению ученых степеней докторов и кандидатов наук, член экспертного совета ВАК Российской Федерации.

В.Е.Бойцов, закончив с отличием в 1950 г. Московский институт цветных металлов и золота, по распределению работал в Чехословакии, пройдя путь от простого геолога до начальника геологоразведочной экспедиции. Под руководством и при непосредственном участии Владимира Емельяновича были разведаны крупные урановорудные месторождения, на основе которых создана уникальная в Европе сырьевая база стратегического вида минерального сырья.

С 1951 г. по настоящее время он занимается изучением урановых и золоторудных месторождений Чехословакии, Германии, Болгарии, Сибири, Забайкалья, Средней Азии и Казахстана. Выполненные им научные работы внесли большой вклад в изучение геологического строения, минерального состава и закономерностей локализации месторождений, способствовали более целенаправленному проведению поисково-разведочных и горных работ, расширению сырьевой базы действующих горнодобывающих предприятий, а его рекомендации, основанные на большом личном производственном и научном опыте, носят конкретный характер и широко используются геологами-производственниками.

С 1963 г. В.Е.Бойцов работает в МГРИ. В 1974—1988 гг. являлся проректором вуза по научной работе. Под его руководством в МГРИ создана научно-исследовательская часть, сотрудники которой проводили научные изыскания по расширению минерально-сырьевой базы страны во многих регионах СССР. В 1976 г. В.Е.Бойцов избран заведующим кафедрой геохимии, минералогии и геологии месторождений редких и радиоактивных элементов МГРИ, а с 1993 г. он возглавляет кафедру геологии месторождений полезных ископаемых МГГРУ.

Для научной деятельности В.Е.Бойцова характерно сочетание теоретических исследований с прикладными работами. Коллектив кафедры под его руководством выполняет обширные работы по изучению месторождений Урала, Алданского района (Саха—Якутия) и северо-запада России.

В.Е.Бойцов разработал и опубликовал новую классификацию месторождений на формационной основе. В его работах большое внимание уделяется вопросам методики прогнозирования, поисков, разведки и разработки месторождений топливно-энергетических видов минерального сырья. Он автор более 110 работ, в т.ч. учебников и учебных пособий. Известный популяризатор геологии,



В.Е.Бойцов в газете «Природно-ресурсные ведомости» имеет публикации о становлении и развитии урановой геологии и ядерной отрасли России, удостоенные премии «Золотое перо».

На XXVII международном геологическом конгрессе в Москве В.Е.Бойцов был председателем секции «Геология и металлогения урана» и успешно организовал и провел ее работу, способствуя расширению связей между российскими и зарубежными геологами.

Занимаясь педагогической деятельностью, Владимир Емельянович Бойцов воспитал много учеников, его идеи развивает большое число последователей. В настоящее время он проводит активную работу по патриотическому воспитанию студентов университета и занимает пост председателя Совета ветеранов МГГРУ.

За большой вклад в развитие сырьевой базы и успешное сотрудничество с геологами зарубежных стран В.Е.Бойцов награжден орденами «Дружба Народов», «Знак Почета», медалью Чехословакии «За доблестный труд», знаками «Шахтерская слава» I, II и III степени, нагрудными знаками «Почетный разведчик недр» и «Заслуженный геолог РФ».

Коллеги и друзья сердечно поздравляют Владимира Емельяновича Бойцова с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, долгих лет плодотворной работы на ниве подготовки и воспитания российских геологов.

*Ученый совет МГГРУ
Редколлегия журнала*

Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. — Якутск: ГУП НИПК Сахаполиграфиздат, 2003. 282 с.

Разработана рудно-формационная типизация серебряных и комплексных серебросодержащих месторождений. Всесторонне охарактеризованы месторождения, принадлежащие различным рудным формациям, в т.ч. месторождения России: Дукатское, Мангазейское, Прогноз и др., зарубежные: Большой Канимансур, Серро де Паско, Кобальт, Кер д'Ален, Актепе и др. Выделены основные эпохи концентрирования серебра в геологической истории и определены главнейшие типы сереброносных провинций мира, основные из которых также охарактеризованы. Проанализированы позиции месторождений серебра в рудно-формационных рядах, подчеркнуто значение базовых рудных формаций в их формировании. Приведены изотопно-геохимические данные и геологические факторы, свидетельствующие о глубинности источников рудного вещества, разнообразии механизмов их транспортировки и способах минералообразования в сфере рудоотложения, сформулированы прогнозно-поисковые критерии.

Для специалистов в области геологии рудных месторождений, а также для студентов и преподавателей вузов.

Костин А.В., Амузинский В.А., Холмогоров А.И., Агеев В.А., Анисимова Г.С., Баландин В.А., Давыдов Ю.В., Лавановский И.А., Иванов Г.С., Кулагина Л.А., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Фарбер М.Р. Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb, и Pb-Zn руд месторождений Якутии. — Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2002. 176 с.

Посвящена монография наименее изученному вопросу в области геологии рудных месторождений — структурным факторам образования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд. Исследованы наиболее разведанные, в т.ч. эксплуатируемые месторождения Якутии, интерес к которым вызван уникально высокой концентрацией полезных компонентов в рудных столбах.

Для геологов, изучающих эндогенные месторождения, студентов геологических специальностей.

Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы (морфология, геометрия, кинематика): Учебное пособие / Под ред. Л.М.Парфенова. — Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.

Рассмотрены геометрия и кинематика хрупких разломов верхних горизонтов земной коры — надвигов (взбросов), сбросов и сдвигов. Подробно описаны их основные структурные характеристики.

Рекомендуется студентам геологоразведочных и геологических факультетов вузов, изучающих курсы «Структурная геология и геокартирование», «Структуры рудных полей», «Геотектоника», «Геофизика», аспирантам, а также специалистам-геологам.

Хабибулина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид (петрогенетические аспекты). — Якутск: ГУП НИПК Сахаполиграфиздат, 2003. 148 с.

Проведено впервые для Верхояно-Колымских мезозоид полное морфологическое изучение цирконовых популяций всех известных к настоящему времени формационных типов гранитоидов по методике J.Pirip (1980). Установлено различие морфотипов, состава и параметров кристаллизации цирконов гранитоидов различной формационной принадлежности. Установлены четкие критерии различия цирконовых популяций гранитоидов корового, мантийно-корового и мантийного происхождения. Выявлены богатые примесями метамиктовые цирконы, сохраняющие огранку высокотемпературных морфотипов, возникшие в результате преобразования последних под воздействием потока высокотемпературных щелочных растворов. Изучены и классифицированы по генезису включения цирконов в цирконах. Внесен новый вклад в развитие представлений о магматизме и генезисе гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид и схему расчленения их. Могут быть использованы как при петрологических построениях, так и при средне- и крупномасштабном картировании магматических образований.

Для минералогов, петрологов и геологов, изучающих магматические породы и связанное с ними оруденение.

Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.

Получены принципиально важные данные о существовании при образовании и на ранней стадии эволюции Земли глобального океана магмы глубиной в сотни километров, о ведущей роли магнитных сил в аккреции земного ядра и др. Определена необходимость пересмотра представлений о происхождении геосфер и слагающих их пород. Разработана единая система новых моделей аккреции Земли, образования, остывания и фракционирования на ней магматического океана, происхождения ядра, мантии, континентальной коры, докембрийских гнейсовых комплексов, магм, магматических пород и некоторых связанных с ними важнейших полезных ископаемых (алмаз, золото, цветные металлы) на базе современных планетологических данных на количественной физико-химической основе.

Для геологов, интересующихся проблемами петрологии и планетологии.

ИГАБМ СО РАН

678980, г.Якутск, пр.Ленина, 39

Телефон (4112) 33 58 64

Факс (4112) 33 57 08

e-mail: geo@yakutia.ru

ORE AND NON-ORE DEPOSITS

Gerasimov B.B., Nikiforova Z.S.
Epochs of placer gold formation in the basin of Eekit river
(south-eastern Olenek rise)

Tulayeva E.G., Nikiforova Z.S., Surnin A.A., Ivanov P.O.
Formation of placer gold showings in south-eastern Bere-
zovskaya depression and adjacent part of Aldan shield.

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

*Bulanova G.P., Barashkov Yu.P., Shelkov D.I., Smelova G.B.,
Talnikova S.B.*
Isotope composition of carbon and diamonds' nitrogen from
Yakutia kimberlites

Zaitsev A.I.
Specific features of K-Ar systems of kimberlite rocks

Okrugin A.V.
Mechanism of PGE concentration in the process of
crystallization-liquation of ultrabasite-basite magmas

Beryozkin V.I., Smelov A.P., Kapysheva G.A.
Comparative analysis of chemical composition of Early
Precambrian quartzites from Aldan shield and their origin . . .

Shkodzinsky V.S., Zedgenizov A.N.
Specific nature of acid igneous rock composition in various
geodynamic environments.

Zaitsev A.I., Trunilina V.A., Royev S.P.
Magmatism of Charkynsky volcano-plutonic belt (genetic
aspects)

Tomshin M.D., Zaitsev A.I., Zemlukhov A.L., Kopylova A.G.
Character of basite formation in Nakyn kimberlite field.
Yakutia

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Prokopyev A.V., Tronin A.V.
Sedimentologic and structural features of Kular-Nersky schist
belt and Inyali-Debinsky sinclorium conjunction zone 49

Imayev V.S., Imayeva L.P., Kozmin B.M., Sleptsov S.V.
Seismotectonics of the western part of Olekmo-Stanovaya area 57

Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Royev S.P.
Magmatic associations of Uyandin-Yasachnensky volcano-
plutonic belt and its geodynamic nature 61

Tretyakov F.F.
Middle Paleozoic rift structures in the base of Verkhoyansk
folded belt 67

Polufuntikova L.I.
Parageneses of microstructures of shear zones within the
northern part of Verkhoyansk fold-overthrust belt 71

PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY

Kutygin R.V.
Distribution areas of Permian complexes of Ammonoidea in the
Verkhoyansk region. 75

Yermakova S.P.
Principal regularities of geographical differentiation of Early
Triassic Ammonoidea 81

Melnik O.A., Knyazev V.G.
Oldest Toarcian ammonites, Harpoceratinae subfamily, in
North East Russia 84

Sergeyenko A.I., Belolubsky I.N., Grinenko O.V.
Scheme of Quaternary deposits stratigraphy, northern
Verkhoyansk region (East Yakutia). 88

70th anniversary of Eduard Konstantinovich Burenkov 93

75th anniversary of Vladimir Stefanovich Bykadorov 94

80th anniversary of Vladimir Emelyanovich Boytsov 96