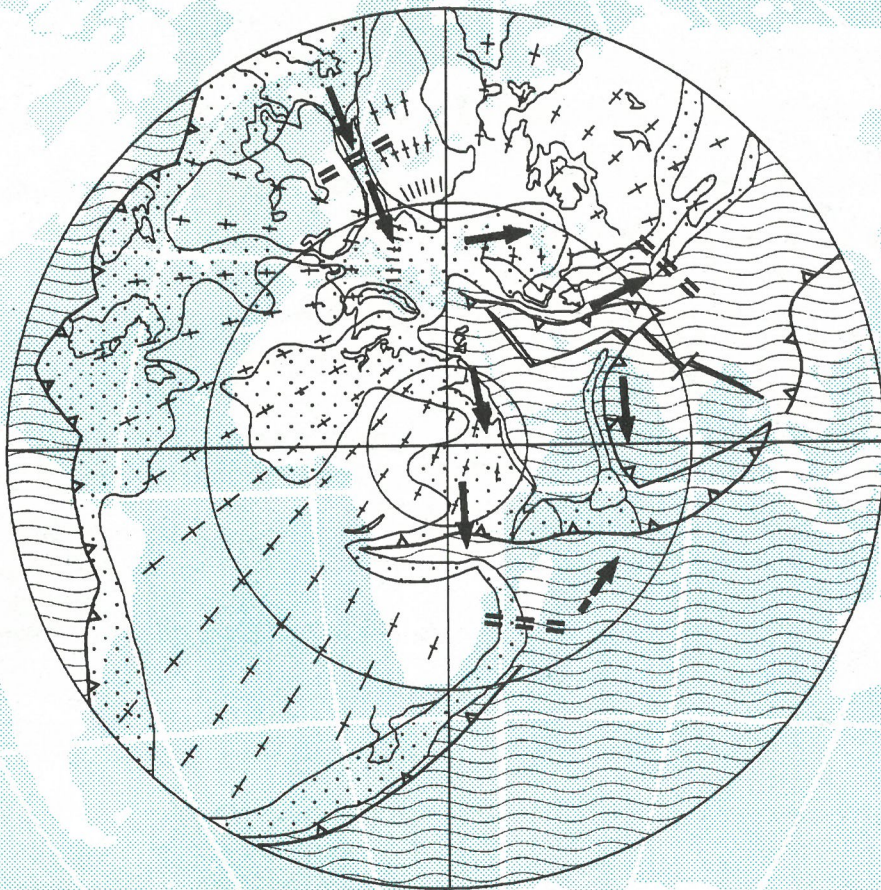


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



4/1999

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

ГЕОЛОГИИ ЯКУТИИ

Вниманию геологов-ученых, преподавателей вузов и техникумов, поисковиков и разведчиков недр предлагаются следующие работы

Минералогия Мурунского щелочного массива / А.А.Конев, Е.И.Воробьев, К.А.Лазебник. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ СИГГМ, 1996. 221 с.

Приведено описание одного из самых ярких представителей К-щелочного магматизма Алданского щита — Мурунского массива, по праву считающегося уникальным минералогическим объектом в мировом масштабе. В сложении массива помимо ряда экзотических горных пород, таких как якутиты, торголиты, кариты, чароититы, принимают участие десятки новых редких и редчайших минералов, многие из которых ранее нигде не встречались, К последним могут быть отнесены чароит, тинаксит, токкоит, франкаменит, даванит, мупунит, талкусит, таусонит, олекминскит, одинцовит и многие другие. Отмеченное разнообразие позволяет рассматривать данный массив как уникальный минералогический объект, представляющий интерес не только для специалистов минералогов, но и для широкого круга любителей камня.

Сереброносная провинция Западного Верхоянья (на примере Мангазейского рудного поля) / А.В.Костин, А.И.Зайцев, В.В.Шошин и др. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 156 с.

Рассмотрены вопросы классификации месторождений серебра. Анализируются проблемы магматизма, гидротермальных преобразований вмещающих пород, структура рудного поля, минеральные ассоциации руд и химический состав рудных минералов Мангазейского рудного поля. Приведен сравнительный анализ свинцово-изотопных характеристик серебряных, серебросодержащих и месторождений других рудных формаций. На этой основе оцениваются перспективы различных типов источников рудообразующих растворов на возможность образования крупных месторождений серебра.

Для геологов, занимающихся вопросами рудных месторождений, и студентов высших учебных заведений геологического профиля.

Палеоген и неоген Северо-Востока России. Региональная схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и объяснительная записка к ней / О.В.Гриненко, А.И.Сергеенко, И.Н.Белолобский. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1998. Ч. 1. 68 с. Ч. 2. 60 с.

Обобщен огромный фактический материал, полученный за последние 20 лет по ранее и вновь изученным впадинам и прогибам арктических низменностей Восточной Якутии и Верхоянно-Колымской горной системы. В этих структурно-фациальных областях, объединяющих 13 районов, детально охарактеризованы 49 сводовых разрезов (колонок), в т. ч. стратотипических для 16 региональных горизонтов (региоурсов), охватывающих весь стратиграфический объем палеогена и неогена. Для всех выделенных стратиграфических подразделений наряду с литологическими и параметрическими данными дана полная стратиграфическая характеристика. Проведены региональная и межрегиональная корреляции. Схема рекомендуется в качестве основы для геологической съемки среднего и крупного масштабов, а также для разноплановых палеогеографических реконструкций.

Методы изучения складчато-надвиговых поясов / В.В.Гайдук, А.В.Прокопьев, Л.М.Парфенов. — Новосибирск: Наука, 1999. 13 п.л.

Приведен обзор современных представлений о геометрии, кинематике, геологических методах изучения и нефтегазоносности складчато-надвиговых поясов. Рассмотрен метод сбалансированных разрезов. Основная часть посвящена разработке палеоглубинного метода. Предложена система уравнений, позволяющих по отражательной способности витринита, отобранного в определенных структурных позициях, рассчитывать глубину до detachment и кровельных надвигов дуплексов, глубину заложения надвигов и тектоническое утолщение, конседиментационную амплитуду и возраст локальных структур, а также ряд других характеристик надвиговых систем. Рассмотрены способы выделения нефтегазоперспективных ловушек и прогноза их коллекторских свойств с учетом влияния стресса. Метод реализуется на примере складчато-надвиговых поясов Предверхоанского и Индигиро-Зырянского прогибов.

Для геологов, изучающих строение и нефтегазоносность складчато-надвиговых поясов.

Заказ по адресу:

678891 г. Якутск, просп. Ленина, 39, Институт геологических наук СО РАН

Тел: (411—2)—44—57—08

Факс: (411—2)—44—57—08

E-mail: geo@yacc.yarutia.su

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/1999

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), *М. В. Рогачева* (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак*

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

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

- Шаталов В.И., Тарабукин В.П., Боланев В.С., Томшин М.Д.*
Уточнение возраста кимберлитов Накынского поля
- Бахарев А.Г.*
Магматизм Нежданинского рудно-магматического узла
- Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С.*
Структурный контроль и зональность золотого оруденения центральной части Сетте-Дабнского горст-антиклинория
- Яковлев Я.В., Соловьев Л.И.*
Сереброносность оловорудных месторождений Яна-Адычанского района Восточной Якутии.
- Давыдов Ю.В.*
Меденосные палеофациальные системы Якутии
- Округин А.В.*
Районирование платиноносных россыпей Сибирской платформы
- Филиппов В.Е., Сурнин А.А.*
Перспективы выявления палеозойских россыпей на восточной части Сибирской платформы
- Блинов А.А.*
Натурная интерпретация теоретической модели формирования аллювиальных россыпей косового типа
- Никифорова З.С.*
Закономерности размещения эолового золота
- Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я.*
Типоморфизм антимонита в рудноформационном анализе

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

- Князев В.Г., Прокопьев А.В.*
Биогеографическое районирование тоарских Бореальных бассейнов
- Ермакова С.П.*
Нижняя граница триаса
- Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолубский И.Н.*
Нижний палеоцен Момо-Зырянской впадины
- Прокопьев А.В., Оксман В.С., Тарабукин В.П., Карякин Ю.В.*
Позднепалеозойское угловое несогласие и структуры растяжения в хребте Черского
- Кутыгин Р.В.*
Кунгурские эпиюресаниты (Ammonoidea) Северо-Востока России.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Трунилина В.А.*
3 Магматизм позднепротерозойского-раннепалеозойского этапа развития зоны сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента. 41
- Роев С.П.*
9 Магматизм Нальчанского ряда 46
- Березкин В.И.*
11 Метаморфизованный субшелочной дайковый комплекс в докембрии центральной части Алданского щита 51
- Королева О.В., Олейников Б.В., Рихванов Л.П.*
14 Радиогеохимические особенности монцитонитов Сибирской платформы. 55
- Хабибулина Т.С., Трунилина В.А., Роев С.П.*
16 Аксиессорные минералы позднемезозойских анорогенных гранитоидов северо-востока Верхояно-Колымских мезозойид. 57
- Олейников Б.В., Копылова А.Г., Домбровская З.Г.*
20 Германий в самородном железе земных базитов. 60
- Зайцев А.И., Ненашев Н.И.*
21 Изотопный состав стронция из жильного материала золото-кварцевых проявлений Аллах-Юньского района 62
- Каширцев В.А., Зуева И.Н., Сукнев В.С., Митронов Д.В., Сюндюков Ш.А., Андреева Г.В., Капышева Г.И., Лившиц С.Х., Попов В.И.*
24 Парагенетические ассоциации редкоземельных элементов в мезозойских углях северной части Ленского бассейна 65

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

- Стогний Г.А., Стогний В.В.*
29 Тектоническая эволюция кристаллического фундамента юго-востока Сибирского континента 68
- Самусиков В.П.*
33 Особенности строения гидросети хребта Черского и их связь с геодинамикой региона 72
- Микуленко К.И.*
35 Палеосейсмичность как фактор формирования ловушек и зон нефтегазоаккумуляции нетрадиционного типа 75
- 37 К 80-летию К.Б.Мокшанцева 78

К 300-ЛЕТИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ РОССИИ

- 39 О чем писал наш журнал 79

Редакция: Р.В.Добровольская, М.В.Рогачева
Компьютерный набор В.К.Комарова
Верстка и оригинал-макет П.А.Сандомирский

Сдано в набор 15.02.99. Подписано в печать 04.06.99. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315—28—47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

Уточнение возраста кимберлитов Накынского поля

В.И. ШАТАЛОВ, В.П. ТАРАБУКИН, В.С. БОЛАНЕВ, М.Д. ТОМШИН

На Сибирской платформе возраст кимберлитов служит важным критерием прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов. Все известные здесь коренные месторождения локализованы в трубках среднепалеозойского возраста. Выявленные многочисленные мезозойские тела кимберлитов характеризуются слабой и низкой продуктивностью. По геологическим данным, алмазоносные трубки Накынского поля имеют палеозойский возраст (рисунок). Первые данные об абсолютном возрасте трубок были получены Rb-Sr методом. Для кимберлитов трубки Ботуобинская он составил 447 млн. лет, что позволило отнести время формирования кимберлитов Накынского поля к позднеордовикской эпохе [1]. Это не противоречило геологическому положению трубок. Позднее А.М. Агашев с соавторами получили для кимберлитов трубки Нюрбинская также на основе Rb-Sr изотопии возраст 332 млн. лет, а для трубки Ботуобинская — 364 ± 9 млн. лет, что соответствует границе девона и карбона [6].

В результате детальных исследований керна осадочных ксенолитов и вмещающих пород, сборов органических остатков многочисленных скважин нами получены новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя района исследований и уточнено время становления кимберлитов. На поверхности мезозойского среза верхняя часть нижнепалеозойского кимберлитовмещающего цоколя представлена терригенно-карбонатными породами олдондинской (O_1ol) и станской (O_2sn) свит.

Нижний ордовик. Олдондинская свита имеет площадное развитие и сложена сероцветными доломитами, известняками, песчаниками с подчиненной ролью алевролитов, мергелей и конгломератов. В полных разрезах мощностью до 320 м свита разделена на четыре пачки. В околотрубочном пространстве от размыва сохранились только породы первой (60 м) и частично второй (20—25 м) пачек. В основании последней (Л-24, скв. 32, инт. 68,5 м) найдены тремадокские конодонты *Cordylodus* cf. *proavus* Lind., *C.sp.1*. В верхней (четвертой) песчаниковой пачке олдондинской свиты (Л-34, скв. 29, инт. 76—65,5 м; скв. Ан.Т-87, инт. 74—16 м), отвечающей сохолохской свите Далдыно-Алакитского района, обнаружены конодонты *Acontiodus staufferi* (Furn.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.) *Glyptoconus quadraplicatus* (Br. et M.), *Oistodus linguatus* Lind., *Oneotodus gracilis* (Furn.), *O.sp.A*, «*Paltodus*» *bassleri* Furn., которые характеризуют угорский и кимайский горизонты Сибирской платформы [2, 3], что позволяет определить возрастной интервал вскрытой части свиты как аренигский. Мощность до 58 м.

Средний ордовик. Станская свита установлена в узких грабенах в 20—25 км к юго-западу от трубки Ботуобинская (Л-34, скв. 29, инт. 65,5—45,5 м; скв. Ан.Т-87, инт. 16—4,4 м); представлена пестроцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями органигенных известняков и редкими линзами гипсов. В известняках найдены конодонты *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Erraticodon* sp., *E. patu* Cooper, «*Loxodus*» sp.A, *Microcoelodus tunguskiensis* Mosk.,

Phragmodus flexuosus Mosk., *Ptiloconus longidentatus* (Mosk.), типичные для волгинского горизонта Сибирской платформы (сопоставляемого с лландейльским ярусом) [2, 3].

Последовательность появления конодонтов в разрезах вмещающих пород позволяет установить следующие слои и зоны.

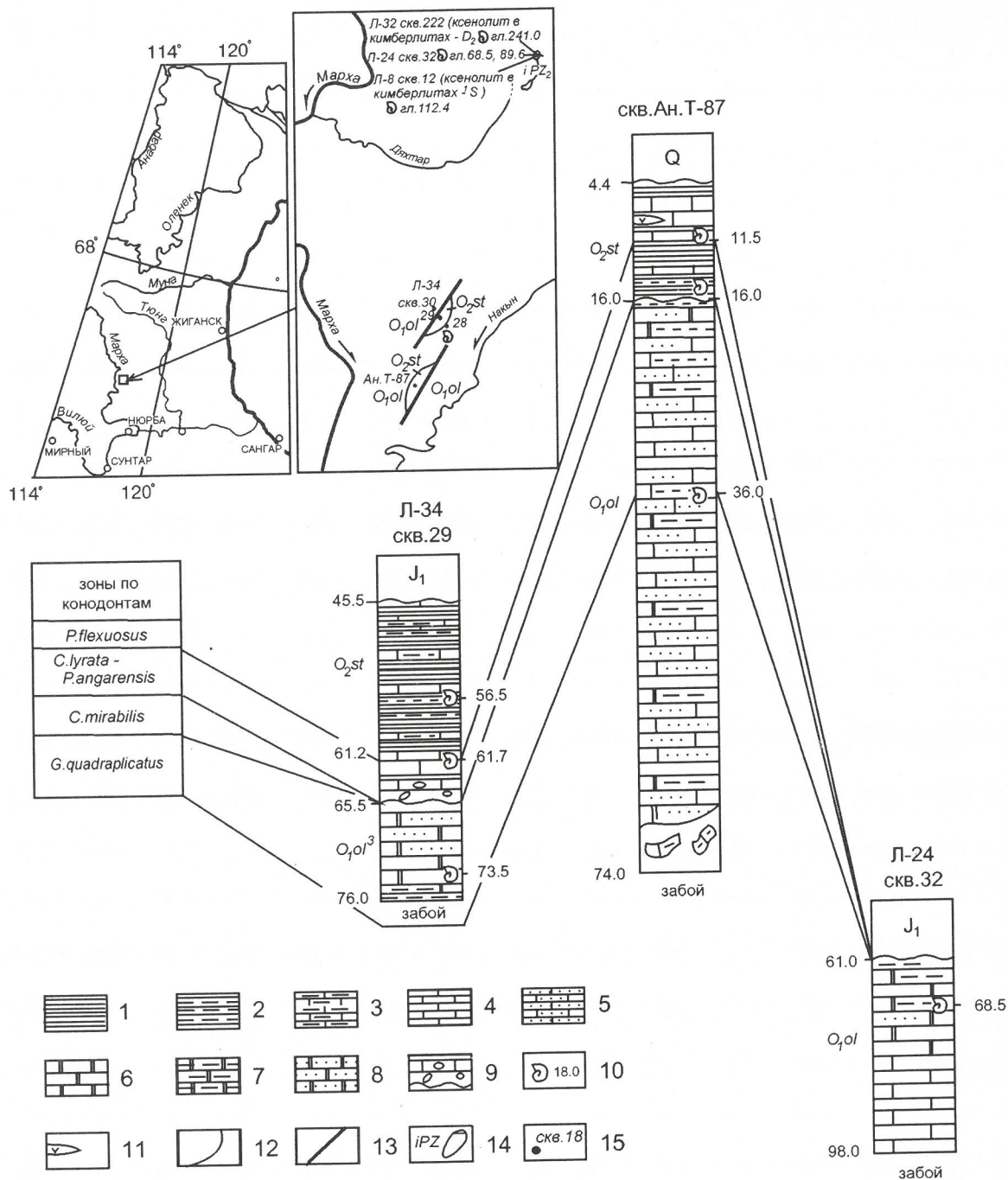
Зона *Glyptoconus quadraplicatus* — *Histiodela angulata* (Л-34, скв. 29, инт. 76—65,5 м; скв. Ан.Т-87, инт. 36—16 м). Видовой состав *Acanthodina staufferi* (Furn.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Glyptoconus quadraplicatus* Br. et M., *Oneotodus gracilis* (Furn.). Вид-индекс имеет широкое географическое распространение, известен из «Fauna D» [8], в «Faunas 1—4» [7, 9], из кимайского горизонта Сибирской платформы [3] и других регионов, остальные виды комплекса распространены менее широко [2, 3]. Данная зона, которую можно датировать аренигом, сопоставляется с зонами *O. evae* и частично с *T. tangshanodus* [5].

Выше по разрезу найдены конодонты *Coelodus* cf. *mirabilis* Mosk., *Drepanoistodus* sp., из-за малого количества материала условно выделяется зона *Cardiodella lyrata* — *Polyplacognathus angarensis* (Л-34, скв. 29, инт. 65,5—61,2 м; скв. Ан.Т-87, инт. 16—11,5 м), отвечающая муктэйскому горизонту Сибирской платформы [2].

Зона *Phragmodus flexuosus* (Л-34, скв. 29, инт. 61,2—45,5 м; скв. Ан.Т-87, инт. 11,5—4,4 м) широко распространена на Сибирской платформе и охватывает отложения волгинского горизонта [2]: *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Erraticodon patu* Cooper, «*Loxodus*» sp.A, *Microcoelodus tunguskiensis* Mosk., *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Ptiloconus longidentatus* (Mosk.). Вид-индекс имеет планетарное распространение, известен из США и Арктической Канады [2], а также из хребтов Сетте-Дабан, Тас-Хаяхта, Селеняхского и правобережья р. Колыма (Северо-Восток Якутии) [5].

Более молодые отложения среднего — верхнего ордовика, силура и девона развиты в районе Энердеской излучины р. Марха, в 70 км к юго-западу от трубки Ботуобинская. О более широком их развитии на момент внедрения кимберлитов Накынского поля свидетельствуют находки в трубках Ботуобинская и Нюрбинская ксенолитов осадочных пород с макрофауной среднего ордовика и силура (определения А.В. Каньгина, А.Г. Ядренкиной, Т.В. Лопушинской), по которым обосновывается постсилурийский возраст диатрем. Наши исследования осадочных ксенолитов уточняют данный возраст. В осадочном ксенолите трубки Нюрбинская были найдены конодонты *Exognathodus caudatus* (Wall.), *Distomodus kentuckyensis* (Br. et Br.), *Panderodus* sp. (лландовеи-венлок) и *Icriodus difficilis* Z. et Kl. (живет-фран), что дает основание считать данную трубку постфранской.

Таким образом, полученный нами прямой геологический материал согласуется с результатами определения абсолютного возраста кимберлитов [6], что позволяет уверенно относить становление трубок Накынского поля, как и Мирнинского, Алакит-Мархинского, Далдынского, к рубежу девона — раннего карбона.



Стратиграфические колонки по скважинам на Накымском кимберлитовом поле:

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — известняки глинистые; 4 — известняки; 5 — известковистые песчаники; 6 — доломиты; 7 — доломитистые алевролиты; 8 — доломитистые песчаники; 9 — известняковые органогенные конгломераты; 10 — места находок конодонт и их интервал; 11 — линза гипсов; 12 — геологические границы; 13 — разрывные нарушения; 14 — кимберлитовое тело; 15 — скважины и их номера

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брахфогель Ф.Ф., Зайцев А.И. Возраст кимберлитовых магматитов — основа прогнозирования алмазоносности территорий // Отечественная геология. 1997. №9. С. 20—24.
- Москаленко Т.А. Закономерности развития и биогеографические связи ордовикских конодонтофорид на Сибирской платформе // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск, 1983. С. 76—97.
- Ордовик Сибирской платформы. Палеонтологический атлас. — Новосибирск, Наука, 1984.
- Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накымского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. № 12. С. 3—12.
- Тарабукин В.П. Биостратиграфия ордовикских отложений хребта Селенняхский по конодонтам (Северо-Восток Азии) // Советская геология. 1994. С. 39—47.
- Agashev A.M., Fomin A.S., Watanabe T., Pokhilenko N.P. Preliminary age determination of recently discovered kimberlites of the Sibirion kimberlite province // Sevent Inter. Kimber. Confer. Cape Town. 1998. P. 9—10.
- Bergstrom S.M. Middle and Upper Ordovician conodont and graptolite biostratigraphy of the Marathon. Texas graptolite zone reference standard. -Paleon., 1978. Vol. 21(4). P. 723—758.
- Ethington R.L., Clark D.L. Lower Ordovician conodonts in North America. — Geol. Soc. Amer. Mem. 1971. N 127. P. 63—82.
- Sweet W.C., Ethington R.L., Barnes C.R. North America Middle and Upper Ordovician conodonts faunas: in Symposium of Conodonts Biostratigraphy, W.C. Sweet and S.B. Bergstrom (eds.) — Geol. Soc. of America, 1971, Memoir, 127. P. 163—193.

Магматизм Нежданинского рудно-магматического узла

А.Г.БАХАРЕВ

Магматические образования района крупнейшего в регионе Нежданинского золоторудного месторождения изучались в процессе геологических съемок и тематических исследований, результаты которых содержатся в основном в рукописных отчетах. Научных публикаций, освещающих вопросы магматизма этого важного в промышленном отношении района, крайне мало [1, 5, 6].

В настоящей статье приведены сведения о вещественном составе и новые Rb-Sr (ЯИГН СО РАН), Ar-Ar (Аляскинский университет) изотопные датировки магматитов Нежданинского рудно-магматического узла (РМУ).

Нежданинский РМУ расположен на севере Южно-Верхоянского синклинория, занимающего крайнюю восточную часть Южно-Верхоянского сектора Верхоянского миогеоклинального складчато-надвигового пояса [10], и включает рудное поле (15×4 км), Курумский гранит-гранодиоритовый интрузив и Гельдинские штоки диоритовых пород. Пространственно РМУ совмещен с присводовой частью Дыбинской брахиантиклинали, сложенной песчано-сланцевыми отложениями перми верхоянского комплекса. Интрузивы, дайки и месторождение контролируются зоной разрывов Кидерикинского (Минорского) разлома, разделяющего Присеттедабанскую и Центральную тектонические зоны синклинория.

Курумский интрузив (7 км²), обнажающийся близ северо-восточной границы рудного поля, был детально охарактеризован нами ранее [1, 5]. Гранитоиды его включались в раннемеловую формацию роговообманково-биотитовых гранитоидов крупных (до 900 км²) батолитовых массивов (Уэляхского, Тарбаганаского), расположенных в южной части Южно-Верхоянского синклинория. Новые данные по вещественному составу, условиям формирования и результатам Rb-Sr, Ar-Ar изотопных датировок пород Курумского интрузива и батолитовых массивов противоречат такому обобщению.

Гранитоиды батолитовых массивов, согласно температурно-вязкостной систематике [14], кристаллизовались из относительно низкотемпературных вязких магм. Породы главных фаций содержат плагиоклаз (23—43% An), роговую обманку (f 34—44%), биотит (f 44—61%), высокие и промежуточные ортоклазы и микроклины и ильменит-сфен-ортитовую ассоциацию аксессуарных минералов. Спорадически отмечается магнетит (до 100 г/т). По химическому составу (таблица) гранитоиды массивов являются малоглиноземистыми (субщелочными), высокожелезистыми, малоокисленными и высококальциевыми. Они кристаллизовались при температуре 700—750°C на глубинах около 3,5 км, в условиях повышенной щелочности и химического потенциала K₂O. Rb-Sr изохронный возраст гранодиоритов Тарбаганаского массива 140—141 млн. лет [8]. По данным Ar-Ar определений, закрытие K-Ar системы биотита и роговой обманки, а также калишпата гранодиоритов Уэляхского массива произошло соответственно 123 и 114 млн. лет назад.

Курумский интрузив сложен также преимущественно амфибол-биотитовыми гранодиоритами. Но в отличие от батолитовых массивов в нем более широко развиты продукты внутрикамерной дифферен-

циации магмы: дайковые и жильные лейкократовые биотитовые граниты, аплитовидные граниты, аплиты и пегматоидные образования. Эта особенность, а также нехарактерность ксенолитов, вкрапленников калишпата, наличие на локальных участках зон грейзенизации и ряд других признаков свидетельствуют о формировании гранитоидов интрузива из относительно высокотемпературных маловязких магм. Гранодиориты состоят из плагиоклаза (28—24% An), роговой обманки (f 54—57%), биотита (f 60—66%), высокого и промежуточного ортоклаза, кварца. Они содержат безмагнетитовую ассоциацию аксессуаров ортитового типа с низкой концентрацией ильменита (до 100 г/т) и единичными зернами сфена. В гранодиоритах обнаруживаются редкие с признаками растворения зерна пироп-альмандин двух генетических групп. Зерна граната (23% Pir, 65—71 Alm, 2—4 Spes, 4—10 Gros, f 74—76%), сопоставимые с гранатом докембрийских метаморфических пород Охотского массива [4], являются реликтами корового субстрата. Гранат второй группы (14—18% Pir, 68—73 Alm, 4—7 Spes, 4—10 Gros, f 80—85%) — продукт глубинного уровня (500—600 МПа) кристаллизации магмы. В породах гранитного состава роговая обманка отсутствует, биотит высокожелезистый (f 94%), практически исчезают сфен, ильменит, но в больших количествах (до 2000 г/т) присутствует высокожелезистый (f 95—98%), богатый марганцем (18—38% Spes) альмандин и появляется монацит. В пегматите была описана ассоциация высокожелезистых биотита, граната, кордиерита [1]. Ее образование объясняется малой глубиной формирования интрузива и низким химическим потенциалом K₂O. По химическому составу гранитоиды Курумского интрузива в отличие от пород батолитовых массивов являются более глиноземистыми (умеренно глиноземистыми), железистыми, малоокисленными и малокальциевыми. По данным минералогического изучения пород, гранодиориты Курумского интрузива кристаллизовались в гипабиссальной фации глубинности при давлении около 100 МПа и температуре 760—770°C, в условиях нормальной щелочности и быстрого понижения ее и потенциала K₂O к породам гранитного состава. Rb-Sr изохронный возраст гранодиоритов 122—124 млн. лет и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Ro) 0,7069—0,7073. По результатам Ar-Ar определений, закрытие K-Ar системы биотита гранитов произошло 97—99 млн. лет назад. Таким образом, породы Курумского интрузива формировались как минимум на 17 млн. лет позже гранитоидов батолитовых массивов, что вместе с различиями по вещественному составу и условиям становления определенно свидетельствует об их самостоятельности.

Дайки с наложенной на них золото-кварцевой минерализацией — единственные магматические образования рудного поля. Они локализируются в разрывах северо-восточного и северо-западного простираний. В целом, дайки образуют раскрытый к северу «веер» с концентром, локализующимся в неширокой мобильной зоне Кидерикинского разлома в южной части рудного поля. Породы даек разделены на три вещественно-временных комплекса: позднеюрский габбро-диоритовый, ранне-позднемеловой лампрофировый и диоритовый.

Позднеюрский габбро-диоритовый комплекс представлен пироксеновыми, пироксен-амфиболовыми габбро-диоритами даек, концентрирующихся в основном в восточной части рудного поля. Для пород этих даек были получены К-Аг возраст 153 и 154 млн. лет. Габбро-диориты сложены плагиоклазом (30—70% An), авгит-эндопсидом, бурой паргаситовой роговой обманкой (f 30%). Особенность видового состава аксессуаров — присутствие (до 20 г/т) октаэдрических кристаллов хромшпинелида (TiO_2 0,66; Al_2O_3 22,26; FeO 26,79; MnO 0,17; MgO 0,17; Cr_2O_3 38,68%) и единичных зерен маложелезистого (f 61%), богатого пироповым (37%) и альмандиновым (58%) компонентами граната, которые не обнаруживаются в породах остальных дайковых комплексов.

Дайки ранне-позднемелового лампрофирового комплекса имеют преимущественное развитие в пределах рудного поля. Для пород этих даек были определены два К-Аг возраста (131 и 94 млн. лет). Породы данного комплекса относятся к лампрофирам малхитового типа. От типичных лампрофиров (керсантитов и спессартитов) они отличаются более низким содержанием темноцветных компонентов (10—17%, редко 26%), а от типового малхита — более высокой щелочностью, которая вообще свойственна лампрофировым породам. Кроме того, для пород характерны лампрофировая структура и некоторые особенности минерального состава, позволяющие уверенно относить их к диасхистовым образованиям. Выделяются биотитовые и амфиболовые лампрофиры. Первые — более ранние образования и более распространенные в пределах рудного поля.

Биотитовые лампрофиры — светло-серые тонкозернистые породы. В спутанно-волокнутой полевошпатовой основной массе, обычно наполненной обильными продуктами вторичных изменений (карбонатом, серицитом, хлоритом), видны многочисленные пластинки биотита часто зонального строения либо лишь «тени» пластинок сильно разложенного биотита. Нередко отмечаются включения относительно крупных (до 5 мм) извилистых очертаний ксеногенных зерен полупрозрачного кварца. Биотит умеренно железистый (f 43—55%) и глиноземистый (K_{Al} 0,20—0,22). В протоочках обнаруживаются редкие зерна авгита (W_0 36,1—44,5%; En 42,1—48,5; Fs 13,4—15,4; f 24%) и роговой обманки (f 34%).

Амфиболовые лампрофиры — внешне грязно-зеленые мелкозернистые (до 2 мм) породы. Структура призматически-зернистая. Многочисленные призматические зерна роговой обманки (f 37,4%) и редкие пластинки биотита (f 47%) включены в основную массу, состоящую из призматических зерен деаортитизированного плагиоклаза и в промежутках между ними — калинатового полевого шпата и кварца.

Характерная особенность всех разновидностей лампрофировых пород даек Нежданинского рудного поля — присутствие в их составе «оплавленных» ксеногенных зерен салита (W_0 47%, En 30,6, Fs 22,4, f 41%), роговой обманки (f 41—43%, K_{Al} 0,15—0,18), гроссуляра (0,1% Pir; 6,8 Alm; 0,2 Spes; 79,2 Gros; 13,8 And; f 99%), андрадита (0,9% Pir; 7,2 Alm; 2,2 Spes; 15,9 Gros; 73,8 And; f 92%), гиперстена (W_0 0,9%; Fn 62,2; Fs 36,9; f 37%), оливина (F_0 85%), сфена, эпидота и родонита — характерных минералов контактово-метаморфических ассоциаций, развивающихся в экзоконтактовом ореоле глубинного (промежуточного) «очага» магматического расплава. Предполагается,

что поставщиком этих зерен являлись контактово-метаморфизованные терригенно-карбонатные породы рифея и нижнего палеозоя, которые в районе Нежданинского РМУ, по данным гравиметрического моделирования, залегают на глубинах 10—15 км (т.е. протяженность даек лампрофиров на глубину определяется минимум этими значениями). Особенно много «оплавленных» зерен в породах даек, локализующихся в районе центра дайкового «веера». Необходимо отметить, что «оплавленные» ксеногенные зерна минералов в позднеюрских-раннемеловых дайках габбро-диоритов отсутствуют, т.е. процессы контактового метаморфизма в нижних горизонтах осадочного чехла происходили после внедрения этих даек.

О родственных парагенетических связях лампрофиров даек и гранитоидов Курумского интрузива, а также о существовании общего для них глубинного магматического источника свидетельствует тот факт, что в этих контрастных по химизму и элементно-примесному составу породах (см. таблицу) присутствуют резорбированные зерна одинакового пиропальмандинового состава. Разница заключается лишь в том, что зерна граната глубинного уровня кристаллизации (500—600 МПа) в лампрофировых породах фиксируются чаще, чем в гранитоидах Курумского интрузива. Таким образом, гранитоиды Курумского интрузива, в экзо- и эндоконтактовых зонах которого локализуются золото-редкометалльные проявления и лампрофиры даек рудного поля, с наложенной на них золото-кварцевой минерализацией, являются магматической составляющей Нежданинской золотоносной рудно-магматической системы (РМС).

Дайки пород диоритового комплекса ассоциируют с Гельдинскими диоритовыми штоками, обнажающимися близ юго-западной границы рудного поля. Они сложены кварцевыми диоритами, для которых свойственна мелкозернистая кварцево-полевошпатовая основная масса с редкими вкрапленниками табличек плагиоклаза (21—67% An) и пластинок биотита (f 50%, K_{Al} 0,21). По химизму, элементно-примесному составу (см. таблицу) и спектру аксессуаров они идентичны породам Гельдинских штоков. Дайки диоритового комплекса рассматриваются нами как апофизы не вскрытых эрозией штоков диоритовых пород.

Гельдинские штоки (до 1 км²) сложены мелко- и среднезернистыми породами преимущественно диоритового и кварц-диоритового составов. Структура пород диоритовая, часто в сочетании с микропегматитовой. Породы состоят из плагиоклаза (34—80% An), ромбического пироксена (W_0 3,44%; En 54,77; Fs 41,79; f 43%), авгита (W_0 39,22%; En 43,89; Fs 16,89; f 28%), биотита (f 51—57%), высокого ортоклаза, кварца. Нередко отмечаются зерна оливина (F_0 52,17%). Ассоциация аксессуарных минералов — ильменит-ортитового типа с небольшим количеством сфена (до 80 г/т). В протоочках диоритов встречаются зерна граната (28% Pir; 64—67 Alm; 1—3 Spes; 3—4 Gros; f 70%). По химическому составу, диоритовые породы Гельдинских штоков занимают промежуточное положение между породами нормального и субщелочного рядов. Натрий за редким исключением преобладает над калием. В целом — это умеренно глиноземистые, высокожелезистые, малоокисленные и высококальциевые породы. Rb-Sr изохронный возраст диоритов 100—105 млн. лет, R_0 0,7069—0,7072. По данным Ar-Ar и Rb-Sr определений, возраст биотита диоритов 92—95 и 94 млн. лет соответ-

Средний химический (в %) и элементно-примесный (в г/т) составы магматических пород Южно-Верхоянского синклинория

Компонент	Уэмляхский массив			Дарлерчанский массив	Нежданский РМУ							
					Курумский интрузив			Дайки рудного поля				Гельдинские штоки
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	62,49	71,68	74,10	75,50	66,06	73,21	75,40	50,28	56,96	60,81	59,47	56,09
TiO ₂	0,62	0,37	0,19	0,15	0,48	0,10	0,04	0,96	0,68	0,56	0,81	1,17
Al ₂ O ₃	15,53	14,29	13,56	12,67	15,72	13,83	13,06	16,50	12,52	13,10	16,54	17,12
Fe ₂ O ₃	0,75	0,16	0,26	0,38	0,69	0,25	0,37	3,02	1,92	1,16	1,33	1,60
FeO	4,05	2,19	1,42	1,20	3,80	1,18	1,30	5,46	2,53	3,32	5,03	6,77
MnO	0,08	0,04	0,02	0,04	0,08	0,04	0,07	0,15	0,09	0,09	0,10	0,13
MgO	3,30	0,96	0,77	0,26	1,05	0,30	0,09	5,78	4,93	4,12	2,31	3,65
CaO	5,01	2,32	1,04	0,89	3,43	1,35	0,55	7,70	5,27	5,15	4,33	6,48
Na ₂ O	3,73	3,60	3,40	3,55	3,65	3,54	3,97	3,53	3,08	3,35	2,50	3,07
K ₂ O	3,14	4,22	4,47	4,54	3,81	5,00	4,63	0,64	3,43	4,14	3,43	2,61
H ₂ O	0,91	0,54	0,46	0,39	0,76	0,52	0,30	3,54	2,76	2,09	2,61	0,77
P ₂ O ₅	0,23	0,10	0,08	0,04	0,25	0,04	0,04	0,15	0,16	0,23	0,31	0,47
CO ₂	0	0	0	0	0,03	0,13	0,21	1,92	4,65	1,79	1,79	0,14
Сумма	99,84	100,47	99,77	99,61	99,81	99,49	100,03	99,63	99,15	99,80	100,56	100,07
ASI	0,83	0,97	1,09	1,02	0,96	1,01	1,03	0,81	0,68	0,67	1,05	0,87
f ⁰	0,14	0,06	0,14	0,26	0,13	0,15	0,22	0,33	0,41	0,23	0,20	0,18
n	8	9	4	8	10	3	5	3	9	2	1	9
Ba	1133	906	983	284	284	495	94	710	2159	1450	1400	890
Rb	98	117	147	355	109	113	225	29	71	83	83	59
Sr	680	538	338	65	447	250	25	807	1660	799	480	643
Pb	17	23	27	24	27	38	43	5,4	24	50	17	15
Zr	175	158	123	74	80	75	58	80	217	259	180	161
Nb	18	22	24	50	7	13	6	1,5	12	7	8	8
Y	23	20	20	21	13	13	34	12	9	12	24	26
V	97	47	34	11	45	11	3	217	97	95	70	113
Co	10	5	2	2	7	2	2	21	19	16	10	15
Ni	61	27	14	6	12	11	9	19	54	41	19	17
Cu	10	7	6	5	10	9	10	10	19	22	12	10
Zn	56	41	31	27	107	79	47	82	65	89	120	138
Sn	3,1	4	3,5	3,1	5	3,8	9,6	1,6	2,9	4,1	1,5	1,9
Ag	0,11	0,09	0,09	0,04	0,18	0,16	0,19	0,45	0,23	0,25	0,25	0,07
Mo	0,73	0,45	0,65	0,52	0,48	0,25	0,25	0,56	0,63	0,12	0,61	0,63
F	1375	920	600	850	986	550	383	1000	1700	2400	1700	1175
n	6	15	6	8	10	3	8	3	9	2	1	10

Примечание: 1 — кварцевые диориты и гранодиориты; 2 — адалеллиты; 3 — граниты; 4 — лейкограниты; 5 — гранодиориты; 6 — лейкократовые биотитовые граниты; 7 — аплитовидные граниты и аплиты; комплексы пород даек: 8 — пироксеновые и пироксен-амфиболовые габбро-диориты позднелюрского габбро-диоритового комплекса; 9 — биотитовые и 10 — амфиболовые лампрофиры ранне-позднемелового лампрофирового комплекса; 11 — кварцевые диориты позднемелового комплекса; 12 — диориты и кварцевые диориты; ASI — коэффициент глиноземистости: $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ в молекулярных количествах, f⁰ — коэффициент окисленности: $Fe^{+2} / (Fe^{+2} + Fe^{+3})$; n — число проб.

ственно. Таким образом, Гельдинские штоки начали формироваться на 17–24 млн. лет позже Курумского интрузива, одновременно с началом формирования в позднем альбе (100 — 110 млн. лет) Охотско-Чукотского вулканогенного окраинно-континентального пояса (ОЧВП) [9]. С Гельдинскими штоками связывается серебро-полиметаллическая минерализация, которая накладывается на золото-кварцевую [2].

В допозднеальбском возрастном ряду магматических комплексов наиболее молодыми являются породы гранит-лейкогранитного комплекса Кютепского массива, Дарлерчанского интрузива и др., обнажающиеся в южной части синклинория. Кютепский массив детально описан Ю.Д.Недосекиным [5,7]. Необходимо отметить, что зоны грейзенизации и альби-

тизации (с актинолитом) в пределах массива развиты локально. К-Аг возраст пород Кютепского массива 119–96 млн. лет. По данным Аг-Аг определений, закрытие К-Аг системы биотита лейкогранитов Дарлерчанского интрузива произошло 107–105 млн. лет назад. Т. е. гранит-лейкогранитный комплекс этих plutонов формировался на протяжении позднего апта и раннего альба.

Допозднеальбский гомодромный ряд магматических комплексов Южного Верхоянья несомненно сформировался в один этап тектоно-магматической активизации региона. Породы комплексов по минеральному составу, аксессуарной специализации, пониженной глиноземистости и количественному содержанию редких элементов сопоставимы с гранитоидами I-типа Чаппела и Уайта. От последних они

отличаются лишь пониженной окисленностью, хотя содержание магнетита в отдельных протолочках составляет 100—500 г/т. Фигуративные точки редко-элементного состава пород позднеюрского габбро-диоритового дайкового Уэляхского и Курумского гранит-гранодиоритовых комплексов на дискриминационных диаграммах Пирса и других расположены в поле гранитоидов вулканических дуг, а Кютепского гранит-лейкогранитного комплекса — в поле внутриплитных гранитоидов.

В определении геодинамической природы рассматриваемых гранитоидов весьма важен факт полного залегания раннеокомовых «палеотипных средних эффузивов» ульбериканской и учуликанской свит на дислоцированные позднеюрскую и более древние осадочные толщи сопредельных районов Охотского массива и Южно-Верхоянского синклинория [11]. Туфо-эффузивные толщи этих свит, как и «палеотипные андезиты» момолтыкичской свиты Примагаданья слагают основание позднеюрско-раннемелового Удско-Мургальского вулканического пояса (УМВП) [3]. Позднеюрские — аптальбские гранитоиды Южного Верхоянья по возрасту идентичны кроющему УМВП.

Формирование магматической составляющей Нежданнинской РМС происходило 124—94 млн. лет назад и совпадало с финальной стадией и началом формирования соответственно УМВП и ОЧВП. В таком случае возникает проблема определения геодинамической природы РМС в целом и его оруденения в частности. Другая проблема — генезис лампрофировых пород даек.

С учетом фактического материала, приведенного выше, а также положений декомпрессионно-диссипативной модели магмообразования [13] генетическая модель магматической составляющей Нежданнинской РМС представляется в следующем виде.

1. Зарождение системы произошло 122—124 млн. лет назад одновременно с финальной стадией активизации Удской субдукции и в связи с этим — деформациями в глубинном слое консолидированной коры Южно-Верхоянского синклинория.

2. Декомпрессионно-диссипативно плавящийся при подъеме субстрат (мигма) преобразовывается в расплав, испытавший остановку по достижении границы (15 км) осадочного чехла с дорифейским кристаллическим фундаментом, во время которой формировалось основание магматической камеры Курумского массива (промежуточного очага) с надочаговым контактовым метаморфизмом терригенно-карбонатных пород рифея. В это же время происходила массовая кристаллизация высокобарического (500—600 МПа) пироп-альмандинового граната и отсадка его на «дно» магматической камеры.

3. В самом начале возобновившегося проникновения магматического расплава в верхние слои осадочной толщи кристаллизация граната прекратилась. Формирование магматической камеры завершилось в области глубин, отвечающих давлению около 100 МПа. Внутрикамерная дифференциация маловязкой гранодиоритовой магмы привела к образованию гранодиорит-гранитной серии Курумского интрузива, становление которого закончилось 97 млн. лет назад. Этой цифрой определяется нижняя возрастная граница золото-редкометалльной минерализации в интрузиве.

4. С началом новых деформационных процессов, возникших 100—105 млн. лет назад в связи с началом

заложения новой зоны Беньофа и ОЧВП, произошло декомпрессионно-диссипативное плавление при выжимании в тектонические разрывы еще не полностью затвердевших ранних кумулатов, осевших при кристаллизации гранитоидной магмы в нижних частях магматической камеры, и образование лампрофировой магмы. Это согласуется с более частой встречаемостью сравнительно с гранитоидами Курумского интрузива в лампрофировых породах даек зерен высокобарического (500—600 МПа) пироп-альмандинового граната с признаками растворения, менее железистых темноцветных минералов и минералого-геохимическими особенностями. Образование лампрофировой магмы могло происходить лишь после того, как расплав верхних горизонтов магматической камеры подвергся декомпрессионному затвердеванию. По этой причине лампрофировые дайки рудного поля формировались несколько позже гранитоидов Курумского интрузива.

5. Рудообразующие флюиды, продуцирующие золото-кварцевое оруденение, несомненно, имеют источник в глубинных частях магматической камеры. По времени золото-кварцевое оруденение отвечает позднему этапу функционирования РМС. Нижняя возрастная граница золотого оруденения Нежданнинского месторождения 94—97 млн. лет.

Из представленной модели следует, что крупно-объемные золоторудные месторождения типа Нежданнинского могут возникнуть только при барофильном типе [12] развития и длительном функционировании магматической системы, совмещении во времени более молодых деформационных процессов с определенной зрелостью РМС.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 98—05—65665).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гамянин Г.Н., Гринберг Г.А. Кордиерит и гранат из пегматитов Курумского массива // Магматизм Северо-Востока СССР. М., 1973. С. 89—93.
2. Гамянин Г.Н., Силичев М.С., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В. Полиформационное золоторудное месторождение // Геология рудных м-ний. 1985. № 5. С. 86—89.
3. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
4. Гринберг Г.А. Докембрий Охотского Срединного массива. — М.: Наука, 1968.
5. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н. и др. Гранитоиды Южного Верхоянья. — М.: Наука, 1970.
6. Индолев Л.Н. Дайка рудных районов Восточной Якутии. — М.: Наука, 1979.
7. Недосекин Ю.Д. Редкометалльные гранитоиды Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1988.
8. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1980.
9. Ньюберри Р. Дж., Лейер П.У., Ганс П. и др. Предварительные аргон-аргоновые данные по хронологии магматизма и рудоотложения на Северо-Востоке России и Аляски // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Всероссийского совещания. Магадан, 1997. С. 159—161.
10. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 3—10.
11. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чукотская металлогеническая провинция. — М.: Наука, 1986.
12. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. — М.: Наука, 1987.
13. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. — М.: Наука, 1985.
14. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.

Структурный контроль и зональность золотого оруденения центральной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория

Л.А.КОНДРАТЬЕВА, Г.С.АНИСИМОВА, Е.С.СЕРКЕБАЕВА

Комплексное структурное и топоминералогическое изучение центральной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория позволило выявить здесь как традиционные, так и новые геолого-генетические и геолого-промышленные типы золотого оруденения [2, 3]. В данной статье впервые рассмотрены основные факторы структурного контроля и охарактеризованы главные элементы латеральной минеральной зональности категории рудных узлов и полей.

Широкинский рудно-россыпной узел (ШРРУ) расположен на правом берегу р.Аллах-Юнь. Региональная тектоническая позиция узла определяется принадлежностью к Томпо-Юдомскому складчато-глыбовому поднятию Сетте-Дабанского горст-антиклинория Верхояно-Колымской складчатой системы [4]. Основные пликативные структуры — Телкинджинская антиклиналь, Курунгская синклиналь и Хочулюканская антиклиналь. Эти протяженные линейные складки, следующие субпараллельно, имеют северо-восточное простирание и сложное строение. Разрывные нарушения узла представлены двумя крупными диагонально секущим и продольным к осям складок субмеридиональными взбросами (Паутским и Фокинским). Развита также крутопадающая разломы северо-восточного простирания самой разной протяженности.

Магматические породы узла представлены серией даек диабазов, приуроченных к наиболее приподнятой части свода Хочулюканской антиклинали, на площади водоразделов Каверзный — Курунг и Курунг — Ударник. Новый для данного узла тип магматических пород установлен нами на участке стратиформного золотого-медного проявления в истоках руч. Курунг, где впервые выявлен покров рассланцованных габбро-долеритов, претерпевших преобразование при складчатости и региональном динамометаморфизме. Третий тип магматических образований — дайка (?) ультракалиевых сиенитов — впервые обнаружен в истоках руч. Ударник.

Минеральный состав руд достаточно разнообразен [1]. В основном преобладает жильный минерал кварц, реже кальцит и доломит, из рудных — пирит, галенит и блеклая руда.

В пределах ШРРУ золотое оруденение распределено крайне неравномерно. Основное число рудных проявлений и сопровождающих их россыпей сосредоточено в его центральной части на междуречье Ударник — Каверзный — Курунг. Характер размещения золотого оруденения — результат сочетания ряда геологических факторов: структурных, литологических, и в меньшей степени, магматических. Анализ структурных факторов локализации оруденения, латеральное строение ореолов рудных и нерудных минералов позволили выделить на территории узла три рудных поля с различным типом минерализации и эндогенной зональности.

Рудное поле Восточное охватывает устьевые части руч. Широкий и Ударник, бассейны руч. Каверзный, среднего и нижнего течения руч. Курунг и Тайах и Случайный (рисунок). Внешние контуры поля фиксируются ореолом распространения пирита, внутри которого галенит, сфалерит и блеклая руда образуют обособленный более мелкий линейный ореол, охва-

тывающий головки россыпных месторождений золота руч. Каверзный и Курунг. Здесь же отмечаются разрозненные точки минерализации с сульфосолями, гёсситом и пирротинном. Более широкие ореолы последнего тяготеют к восточной части узла, где преимущественно развиты терригенные отложения нижнего и среднего карбона.

Рудопроявления рудного поля Центральное выявлены в бассейне верхнего течения руч. Курунг. Границы данного поля также оконтуриваются ореолом пирита, внутренняя часть которого осложнена распространением галенита и блеклой руды. Сульфосоли отмечены в единичном случае, а пирротин, гёссит и бурнонит отсутствуют.

Западное рудное поле расположено на водоразделе руч. Курунг и Ман, где впервые установлено золотое оруденение вулканогенно-осадочного генезиса. Рудные тела относятся к стратиформному типу и локализованы в виде залежей и линз в ордовикских отложениях. По текстурно-структурным особенностям это прожилково-вкрапленные конседиментационные руды сульфидной вулканогенно-осадочной формации. На рисунке поле фиксируется ореолом халькопирита.

При сопоставлении параметров и строения минеральных ореолов со структурами узла установлено, что золоторудные тела контролируются как пликативными, так и дизъюнктивными структурами. Золоторудная минерализация тяготеет к сводам антиклиналей и мульдам синклиналей, менее к их крыльям, надвиговым структурам и разломам северо-восточного простирания. Выделенные на территории узла рудные поля характеризуются различными структурно-морфологическими типами рудных тел: секущими кварцевыми жилами, минерализованными зонами дробления и пластовыми кварцево-жильными залежами.

Оруденение Восточного поля приурочено к сводовой части Хочулюканской антиклинали, представленной отложениями саккырырской свиты нижнего ордовика. Хочулюканская антиклиналь погружается на юг под углом 10—15° и на водоразделе Телкиндже — Суох сменяется Байагантайской синклиной. Внутренний центральный ореол галенита и блеклой руды образует удлиненную зону в западной части свода антиклинали и контролируется двумя субпараллельными нарушениями северо-восточного простирания. Значительно распространены здесь секущие кварцевые жилы мощностью от 15 см до 2 м. Обычно это тела удлиненно-линзовидной формы, сложенные рудой с массивной и брекчиевой текстурами.

Рудная минерализация Центрального поля локализуется в мульде и на крыльях Курунгской синклинали и приурочена к зоне сочленения Паутского надвига и Фокинского взбросо-сдвига. Синклиналь характеризуется двухъярусным строением: отложения девона — нижнего карбона, выполняющие мульду складки, залегают со структурным несогласием на породах среднего ордовика — силура, которые на крыльях структуры смяты в более мелкие складки. Ореол галенита и блеклой руды в основном занимает мульду синклинали. Южный локальный

ореол блеклой руды приурочен к оплозням нижнего яруса спружур. Рудноносными являются секущие кварцевые жилы. Ореол пирита связан с минерализованными зонами дробления Шаукского и Фокинско-го разломов. Шаукский надвиг имеет субмеридиональное простирание, плоскость смещения падает на запад под углом 35—45°. Фокинский взбросо-сдвиг с наклоном плоскости смещения под углом 65—70° на запад и горизонтальным смещением порядка 1,5 км изменяет свое простирание с северо-восточного на субмеридиональное. Шоролы в блоке, заключенном между разломами, опрокинуты на восток и имеют угол падения 60—80°. Минерализованные зоны дробления разломов представлены интенсивно дробленными, окварцованными и расслаиванными пиритизированными породами, сопровождающимися серией прожилков и жил кварц-карбонатного состава.

Западное рудное поле, представленное минеральным ореолом халькопирита на водоразделе Куррунг — Ман, приурочено к своду Телкинджинской

антиклинали, сложенному известняками верхней подсыпи саккырдырской свиты нижнего ордовика. Ореол связан с пластовой кварцево-жильной залежью с золото-железным оруденением. Пластовая залежь мощностью 0,6—0,8 м залегает в тонкозернистых расслаиванных известняках, местами с вкрапленностью пирита.

Зональность отмечается также и в распространении минеральных видов жильных карбонатов. Большой ореол кальцита, выявленный в северо-восточном направлении, охватывает среднее течение руч. Канверзний, Куррунг и Тайях (Восточное поле), внутри которого встречаются единичные точки и узколинейный ореол доломита. В Центральном рудном поле выделяется изомерный ореол доломита, совпадающий с долинами руч. Голый, Шик, Последний, Известковистый, средним течением руч. Куррунг (до развилки). В отдельных точках наблюдается кальцит с примесью доломита до 100%. Последний, по данным химического анализа, обогащен Mg и обеднен Mn и Fe. В Западном рудном поле в пидротермальных образованиях преимущественно развит кальцит с примесью доломита (<5%).

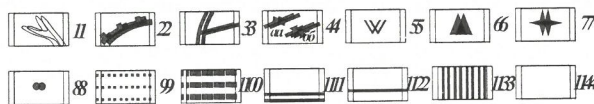
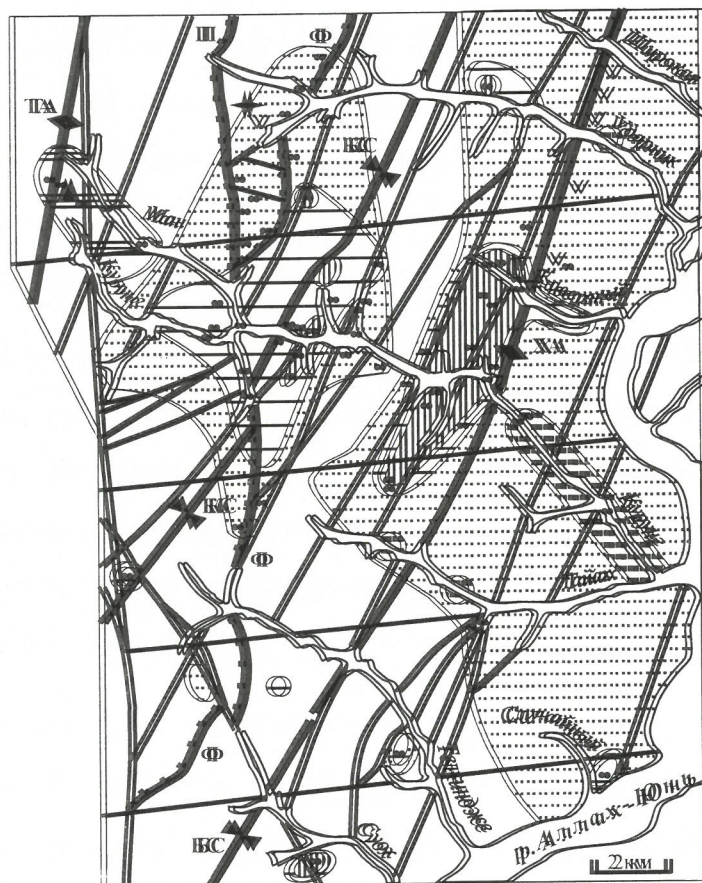
Зональность минерального состава руд отражена и в характере изменения в них концентрации элементов-примесей. Профилирующие рудные элементы ШПРРУ — золото, свинец, сурьма, медь, цинк, серебро и никель. Свинец, медь и никель в рудных ассоциациях присущи постоянно, вольфрам, кадмий и олово отмечены в очень низких концентрациях. В целом в пределах узла наблюдается увеличение содержания элементов-примесей в наиболее минерализованных частях узла — рудных полях. Шонитовое содержание свинца отмечено в рудах Восточного и Центрального полей. Цинк не характерен для руд участков Ударник, Тайях и Телкинджа Восточного поля. Сурьма — основной элемент блеклых руд и сульфоселен, наибольшая концентрация ее выявлена в рудах Восточного поля и на юге рудного узла, там же установлены пики наибольшего содержания меди. Никель и кобальт, преимущественно накапливающиеся в пирите, дают в целом одинаковые концентрации в рудах всех полей. Наиболее сереброносны руды Восточного поля (50—60 г/т), основным носителем серебра в которых является фрейберит.

Наблюдаются также изменения в составе пепридрипа на площади узла. Сереброносность и железистость пепридрипа с севера на юг понижается, содержание мышьяка в минерале от участка Канверзний уменьшается в сторону участка Куррунг, затем к югу (Телкинджа и Суох) увеличивается. Концентрация цинка в блеклой руде довольно высокая почти повсеместно и выдерживается на одном уровне.

В заключение следует отметить следующее.

1. В пределах Широкинского рудного узла могут быть выделены при рудных полях с различным типом минерализации и эндогенной зональностью.

2. Выделенные поля имеют четкий структурный контроль золотого оруденения: Восточное расположено в сводовой части Хондуканской антиклинали и контролируется разломами северо-восточного простирания; Центральное — приурочено к зоне сочленения Шаукского надвига и Фокинско-го взбросо-сдвига; Западное — к своду Телкинджинской антиклинали.



Структура Широкинского рудно-разрывного узла и зональность минеральных ореолов:

1 — аллювиальные отложения; 2 — надвиг и взбросо-сдвиг (Ш — Шаукский надвиг, Ф — Фокинский взбросо-сдвиг); 3 — прочие разломы; 4 — осколки: а — антиклиналь (ПА — Телкинджинская, ХА — Хондуканская), б — синклиналь (КС — Куррунг-Акая, БС — Байсангайская); 5 — дайки диоритов; 6 — покров габбро-долеритов; 7 — дайка (?) ультракислых сиенитов; 8 — точки минерализации с золотом; минеральные ореолы: 9 — пирита, 10 — пирита и пиритина, 11 — пирита и халькопирита, 12 — пирита, пеленита и афтерита, 13 — пирита, пеленита, афтерита и блеклой руды; 14 — площади вне минеральных ореолов

3. Структурно-морфологические типы рудных тел в пределах выделенных полей представлены секущими кварцевыми жилами, минерализованными зонами дробления и пластовыми залежами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Л.С. Новые данные о минеральном составе руд Ширекинского рудно-гравитного узла // Материалы конференции. Геологическое строение и полезные ископаемые. Якутск, 1997. С. 19—21.
2. Анисимова Л.С., Кондратьева Л.А., Старкова Е.С. Зональность оруденения южной части Алтунской рудной зоны // Материалы конференции. Геологическое строение и полезные ископаемые. Якутск, 1997. С. 21—24.
3. Анисимова Л.С., Кондратьева Л.А., Старкова Е.С. Структурно-литовые типы золотого оруденения в структурах Сетте-Дибина // Материалы конференции. Металлогения, нефтегазоносность и палеодинамика Северо-Азиатского кристалла и оруденных поясов его обрмления. Иркутск, 1998. С. 182—183.
4. Ян-жун-шин В.А. Тектоника Сетте-Дибинского порог-антиклинория. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983.

УДК 553.412+553.45(571.56)

© Я.В.Яковлев, Л.И.Соловьев, 1999

Сереброносность оловорудных месторождений Яна-Адычанского района Восточной Якутии

Я.В.ЯКОВЛЕВ, Л.И.СОЛОВЬЕВ

Присутствие серебра в рудах оловорудных месторождений Яна-Адычанского рудного района, охватывающего бассейны нижнего течения рек Сарпанг и Дулалах и левых притоков р. Адыча — Борулах, Шельтехе и Дербекс, известно со времени их открытия в 30—40-х годах. Первые обобщения по сереброносности месторождений района приведены в монографии Л.Н.Индюкова и Г.Г.Жековой [4]. В данной статье приведены новые данные по сереброносности рудных объектов Яна-Адычанского района на примере месторождений Дербекс-Шельтехинского междуречья.

Геологическое строение. Яна-Адычанский рудный район структурно контролируется Адычанским брахиантиклинорием и восточным бортом Сарпангского синклинория, сложенного перидиновыми породами приаса преимущественно карнийского яруса и массивами коры, собранными в субмеридиональные и северо-восточные линейные и брахиформные складки.

Складчатые структуры расчленены протяженными зонами глубинных разломов раздвигового типа северо-восточного прогибания, контролируемыми проявлениями магматизма и эндогенной минерализации [2,7,8]. В узлах их пересечения с северо-западными разломами часто размещаются рудно-магматические узлы.

По последним обобщениям [7,8], магматиты в районе представлены породами оловяноносной диорит-гранодиорит-гранитной формации. Гранодиоритами и гранитами основной фазы сложены все известные массивы в Элахайской (Ыннах-Хайский, Арта-Ыннах-Хайский), Северо- и Южно-Тирехяжской (Тирехяжский) и Дербекс-Шельтехинской (Безымянный, Халакчанский) рудных зонах и многочисленные шпоки и мелкие тела.

Среди проявлений эндогенной минерализации преобладают комплексные касситерит-силикатно-сульфидные месторождения, расположенные в экзоконтактовых и надкупольных зонах праниоидных массивов в паратектонической ассоциации с поздними дайками заключительной фазы магматизма. Серебряная минерализация с разной интенсивностью проявилась в рудах всех типов оруденения, но максимално в комплексных многосульфидных оловяно-рудных месторождениях. Формирование таких месторождений происходило в разрывных структурах преимущественно северо-восточного, субширотного и реже субмеридионального направлений, в течение пяти стадий: кварц-турмалиновой (хлоритовой), касситерит (вольфрамит)-арсенопирит-кварцевой, сфалерит-халькопирит-пирротиновой (сульфидной),

сульфидно-карбонатной и калцитовой. В зависимости от количественного соотношения основных минеральных ассоциаций выделяются при минеральных типах месторождений: сульфидно-турмалиновый (Илинпасское, Алтунхайское, Жолон-Хайское и др.), сульфидно-хлоритовый (Элахайское, Уланан-Элахайское, Буртчанское др.) и паленип-сфалеритовый (многочисленные проявления на периферии оловяно-рудных узлов и западном фланге рудных зон).

С севера на юг в районе выделяются следующие рудные зоны: Элахайская (Яно-Борулахская), Жалпысинская, Северо- и Южно-Тирехяжские и Дербекс-Шельтехинская, протяженностью 50—200 км и шириной 10—30 км и более.

В Дербекс-Шельтехинской рудной зоне, расположенной в междуречье Шельтехе и Дербекс, среди рудных образований преобладают комплексные касситерит-силикатно-сульфидные месторождения, представленные всеми тремя минеральными типами: сульфидно-турмалиновым, сульфидно-хлоритовым и паленип-сфалеритовым. Проявления паленип-сфалеритового типа развиты как на периферии Илинпасского, Алтунхайского, Буртчанского рудных полей, так и особенно интенсивно в слабо эродированных рудных узлах в западной части рудной зоны и примыкающих к ней с юга Сан-Юряжской зоны [6].

Распределение серебра в рудах и минералах. Минералогия. По данным пробирного анализа, содержание серебра в шпурных образцах касситерит-сульфидного состава из рудных тел Илинпасского, Алтунхайского, Буртчанского и Увалынского месторождений колеблется в интервале от первых до 11720 п/п, составляя в среднем сотни граммов. Наиболее сереброносны руды Илинпасского и Алтунхайского месторождений. В рудных телах Илинпасского месторождения, по данным геологоразведочных работ, высокие концентрации серебра наблюдаются в рудах жил Октябрьская (1150 п/п), Сюрприз (305 п/п) и Случайная (304 п/п), низкие — в бедных сульфидными жилами Надежда (18 п/п) и Успех (411 п/п) при среднем содержании металла в целом по месторождению 120 п/п. Распределение серебра по составу жил Восток, Нагорная, Спорт и месторождения в целом имеет волновой характер: более высокие содержания серебра наблюдаются на оплосках 800, 850 и 950 м. Сравнивая с илинпасскими сереброносность руд Алтунхайского месторождения. По данным геологоразведочных и поисковых работ, следует ожидать повышенную сереброносность рудопроявлений па-

лениит-сфалеритового типа, в которых главную роль играет серебросодержащий галенит.

Данные по содержанию серебра в рудных минералах оловорудных месторождений, полученные разными методами, обобщены в табл. 1. Имеющийся материал свидетельствует о присутствии серебра в рудах месторождений как в виде геохимической примеси в минералах, так и в форме собственных минералов. Основная масса серебра в ранних арсенопирите и пирите связана с микровключениями минералов серебра поздних парагенезисов сульфидной и сульфидно-карбонатной стадии. Это справедливо и для других минералов, отлагающихся в основной своей массе до серебряных минералов. Серебро обнаружено также в халькопирите, станнине и галените с максимальными концентрациями (900—5100 г/т) в последнем.

Минералы серебра представлены фрейбергитом, красными серебряными рудами, самородным серебром, аргентитом, матильдитом, густавитом, штернбергитом и теллуридами.

Фрейбергит — основной концентрат серебра в оловорудных месторождениях Дербек-Нельгехинского и Яно-Борулахского междуречья. Первая ранняя генерация минерала спорадически отмечается в виде мелких изометричных выделений в халькопирите и галените первых генераций, выполняет микротрещинки в ранних арсенопирите, пирите и других минералах. Вторая генерация фрейбергита распространена наиболее широко в рудах сульфидно-карбонатной стадии оловорудных месторождений. Он образует в них как относительно крупные (до 15—20 мм, жила Дальняя Эгехайского) гнезда и скопления в интерстициях сфалерита, халькопирита

и галенита вторых генераций, так и мелкие изометричные выделения в подобных сульфидах, нередко в сростании с самородным серебром, миаргиритом и аргентитом. Содержание серебра во фрейбергите первой и второй генераций Алысхайского месторождения равно соответственно: 19,7 и 26,7%, второй генерации Тенкелийского — 32,5% (табл.2), Эгехайского — 22—23,8 (n 25 [4]) и 19,9—36,6% (n 11 [5]) и Улахан-Эгеляхского — 20,86—24,15% (n 4 [5]).

Миаргирит, пираргирит и редкий прустит образуют рассеянную примесь в сульфидно-карбонатных рудах Илентасского, Алысхайского, Эгехайского, Бугдогарского, Далчанского и других касситерит-сульфидных месторождений [3, 8]. Они наблюдаются в виде мелких, субмикроскопических выделений в галените и блеклой руде, ассоциируют с самородным серебром, реже с висмутом.

Для *самородного серебра* характерны мелкие, субмикроскопические выделения округлой, овальной форм в галените, блеклой руде и миаргирите сульфидно-карбонатных руд оловорудных месторождений. Мелкие (до 0,2 мм) выделения химически чистого самородного серебра, часто в сростании с малахитом, встречаются в лимоните и церуссите окисленных касситерит-сульфидных руд.

Мелкие изометричные выделения *аргентита* (см. табл. 2) спорадически наблюдаются в галените и блеклой руде Илентасского, Алысхайского и других оловорудных месторождений.

Матильдит (см. табл. 2) обнаружен в сульфидно-карбонатных рудах Алысхайского месторождения. В ассоциации с висмутом и висмутином он выполняет микротрещинки и гнезда в катаклазированном ран-

1. Среднее содержание серебра в минералах оловорудных месторождений Дербек-Нельгехинского междуречья, г/т

Минерал	Месторождение	Микрозондовый*	Атомно-абсорбционный*	Полуколичественный спектральный*	Химический**
Самородный висмут	Алысхайское	500 (27)	—	—	—
Икунолит	Алысхайское	6300 (3)	—	—	—
Висмутин	Алысхайское	600 (24)	—	—	—
Арсенопирит	Тенкелийские	—	63 (7)	134 (9)	—
	Илентасское	—	145 (9)	—	—
	Алысхайское	—	53 (20)	157,5 (4)	—
	Увальное	—	116,4 (4)	—	—
	Сордонгское	—	14 (3)	—	—
Пирит	Секетское	—	6,4 (1)	—	—
	Илентасское	—	11,5 (8)	—	—
Халькопирит	Алысхайское	—	27 (4)	65 (2)	—
	Илентасское	—	119 (7)	—	—
	Алысхайское	—	368,5 (10)	1000 (5)	—
Станнин	Сордонгское	—	7 (1)	—	—
	Алысхайское	1 ^М -1400 (10) 2 ^М -300 (1)	—	—	—
Галенит	Тенкелийские	4600 (7)	1758 (1)	—	—
	Алысхайское	1-5100 (9) 2-3800 (5)	2197 (3)	—	—
	Некучанское	—	—	—	—
	Увальное	—	3470 (3)	—	—
	Сордонгское	—	1752,5 (4)	—	—
	Кондекан-Эганджинское	—	3400 (3)	—	—
	Верхнекондеканское	—	1332 (11)	—	—
	Бугдогарское	—	—	—	900 (2)
	Секетское	—	966 (3)	—	2924 (7)
	Далчанское	—	2074 (1)	—	1496 (12)
	Ахитанское	—	—	—	3204 (9)
	Наутачанское	—	—	—	1270 (1)
	Эначинское	—	—	—	1405 (1)
					2313 (11)

Примечание: анализы выполнены: * — в лабораториях Института геологических наук СО РАН (аналитики Т.А.Григорьева, С. С. Красильникова, Н.В.Лескова, Л.М.Наумова, Л.Б.Недохлебова, Н.Н.Олейникова, Л.А.Павлова); ** — в ИРГИРЕДМЕТ (аналитики Н.А.Копанева, А.Д.Корецкая, П.А.Гурина); 1^М и 2^М — генерации минерала; прочерк — анализы отсутствуют, скобки — число анализов.

2. Химический состав минералов серебра, %, по данным микронзондового анализа

Проба	S	Ag	As	Fe	Pb	Sb	Cu	Bi	Zn	Сумма
<i>Фрейбергит первой генерации</i>										
1 (6)*	23	19,7	0	5,3	0	27	22,6	0	0,8	99,4
<i>Фрейбергит второй генерации</i>										
2 (9)	21,5	26,7	0	5,3	0	25,9	18,4	0	1	98,8
3 (11)	20,2	32,5	0,2	5,2	1,2	28,3	13	0	0,3	100,9
<i>Матильдит</i>										
4 (4)	16,4	25,9	—	0,3	0	0	0,1	56,8	—	99,5
<i>Сереброносный сурьмяный густавит</i>										
5 (2)	16,4	6,8	—	0,1	37	3,6	0	36,3	—	100,2
<i>Аргентит</i>										
6 (1)	13,78	86,07	—	0	0	0	0	0,24	—	100,09

Примечание: минералы из месторождений — Алысхайское 1, 2, 4, 5, 6; Тенкелийское — 3; скобки — число анализов; прочерк — элемент не определялся.

нем арсенопирите, интерстиции в сфалерите, халькопирите и пирротине.

Сереброносный Sb-густавит встречается в сульфидно-карбонатных рудах Алысхайского месторождения в виде мелких неправильных выделений в сростании с самородным висмутом, висмутином и халькопиритом, выполняет микротрещинки в раннем арсенопирите. Содержание серебра в минерале не превышает 7% (см. табл. 2).

Штернбергит — редкий минерал, обнаружен в сульфидно-карбонатных рудах Эгехайского месторождения. Встречается в сростках с пираргиритом и халькопиритом в интерстициях галенита и блеклых руд.

Теллуриды серебра — *гёссит*, *креннерит* и *ильванит* описаны В.В. Ивановым [3] и Я.В. Яковлевым [8] только в рудах Илинтасского месторождения. Образуют тонкозернистые выделения в интерстициях блеклой руды, пирротина, халькопирита и сидерита в сульфидных и сульфидно-карбонатных рудах.

На основании приведенных данных можно сделать выводы.

1. Серебряная минерализация в Яна-Адычанском районе проявилась максимально в многосульфидных оловорудных месторождениях, представленных тремя минеральными типами: сульфидно-турмалиновым, сульфидно-хлоритовым и галенит-сфалеритовым. По уровню сереброносности Илинтасское, Алысхайское, Эгехайское (жила Дальняя) и ряд других разведанных месторождений могут быть отнесены к группе сереброносных оловорудных формаций, имеющих практическое значение для попутной добычи серебра.

2. Сереброносность изученных оловорудных месторождений обусловлена преимущественным отложением в них фрейбергита, являющегося типоморфным минералом многих сереброносных месторождений Якутии [4].

3. Перспективы серебряного оруденения в районе связаны не только с хорошо изученными месторождениями сульфидно-турмалинового и сульфидно-

хлоритового типов, но и со слабоэродированными проявлениями галенит-сфалеритового типа в западной части рудных зон, содержащими серебра, по данным поисковых работ, до первых килограммов на 1 т руды. Один из подобных рудных объектов (Прогноз), расположенный к северу от р. Нельгехе в Улахан-Чайдахском рудном узле, в зоне влияния Южно-Тирехтяхского разлома, был опосредован и изучен в 70-е годы [9]. В результате проведенных в последние годы геологоразведочных работ объект переведен в ранг крупного серебро-свинцового месторождения, где основные промышленные концентрации серебра образовались во второй этап формирования данного месторождения [1].

Выражаем признательность Г.Н. Гамяину за полезные советы и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Алпатов В.В. и др. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 440—458.
2. Еловских В.В. Геология и полезные ископаемые Дербек-Нельгехинской рудной зоны // Тр. ЯФ СО АН СССР. Серия геологическая. Якутск, 1959. Вып. 3. С. 93—105.
3. Иванов В.В. Минералого-геохимические черты и индиенность оловорудных месторождений Якутии. — М.: Наука, 1964.
4. Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. — Новосибирск: Наука, 1974.
5. Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды. — М.: Наука, 1983.
6. Морякунов Э.В. Геологическое строение и рудоносность Дербек-Нельгехинского междуречья // Оловоносные магматические и рудные формации Восточной Якутии. Якутск, 1989. С. 67—78.
7. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. — Новосибирск: Наука, 1985.
8. Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. — М.: Наука, 1971.
9. Яковлев Я.В., Прокопьев В.С., Подъячев Б.П., Жданов Ю.Я. Некоторые особенности строения, состава и генезиса свинцового рудопоявления в Улахан-Чайдахском рудном узле // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии. Якутск, 1978. С. 35—55.

Меденосные палеофациальные системы Якутии

Ю.В. ДАВЫДОВ

Меденосные осадочные фациальные системы — характерные типы опложнений, связанные со специфическими условиями осадконакопления геологического прошлого. Закономерности их развития хорошо проявляются на обширной территории Якутии.

Специфические условия, благоприятные для образования меденосных опложнений были неравнозначными для разных геолого-исторических этапов. Как и в мировом масштабе, большая часть меденосных опложнений Якутии сосредоточена в протерозое — 45%, в т. ч. в верхнем — до 31%. Сравнимого распространения они достигают также в верхнем кембрии — нижнем ордовике и в девоне (16–20%). Среди опложнений мезозоя медистые образования не обнаружены.

Фациальные типы осадочных образований, с которыми связано меденакопление, распространяются в линейных зонах отдельных тектонических блоков или зон на десятки и сотни километров: от 7 км на Курпанджинской площади Сетте-Дабанской складчатой зоны до нескольких сотен километров в Ленской (Сибирская платформа) и Орокской (Приколымский блок) меденосных зонах. Меденосные уровни отдельных тектонических блоков хорошо коррелируются между собой в пределах тектонических областей, соответствовавших в геологическом прошлом осадочным мегабассейнам. На одном стратиграфическом уровне находятся меденосные горизонты раннего протерозоя Удоканской и Угуйской впадин Чаро-Олекминской тектонической области, а также позднего кембрия Приангарской и Ленской зон Сибирской платформы. Расхождение в возрасте среднедевонских меденосных горизонтов Сетте-Дабанской и Орулганской складчатых зон Верхоянья не превышает одного геологического века (10–20 млн. лет) [1, 2].

Восстановление фациальных обстановок прошлого, в которых происходило меденакопление, обнаруживает сильное влияние на этот процесс бифациальных систем «прибрежная депрессия — прибрежное поднятие». Прибрежными депрессиями являлись мелководные лагунообразные бассейны, роль поднятий (дамб) выполняли песчаные бары, органогенные рифовые или рифоидные постройки и реликто-

вые выступы дна. Накопление меди происходило как в тонких пелито-алевритовых и мергелистых опложнениях депрессий, так и в более пубозернистых терригенных или рифогенных карбонатных образованиях внутренних частей барьерных поднятий. Литофациальные обстановки меденакопления на территории Якутии изучены на примере месторождений и рудопроявлений Угуйской площади, а также Сете-Дабанской и Ленской металлогенических зон.

На Угуйской меденосной площади, входящей в Угуйско-Удоканскую металлогеническую зону, продуктивными являются карбонатно-терригенные опложнения чорудинской свиты (PR₁). Опложнения свиты относятся к образованиям переходных фаший между морскими и континентальными осадками. Анализ состава опложнений, вертикальной и латеральной последовательности литолого-фациальных сообществ песчаных и глинисто-доломитовых образований указывает на вполне определенную обстановку их накопления. Песчаники свиты имеют высокую минералогическую и структурную зрелость, промыты от пелитового материала и отличаются от пестроокрашенных пород вмещающей толщи светло-серой окраской. Темно-серый цвет песчаники приобретают иногда в результате эпигенетического заполнения пор битумоидами. Характерна морфология осадочных образований песчаников, представляющих собой достаточно узкие тела, вытянутые с севера на юг, вдоль восточного борта современной Угуйской впадины. При общей регрессивной направленности процесса осадконакопления вслед за береговыми песчаниками следуют темноцветные карбонатные и глинистые отложения мелководных застойных фаший. Перечисленные особенности песчаников и такая последовательность осадков свидетельствуют о том, что в данном случае мы имеем дело скорее всего с барьерными образованиями береговых зон моря. Характерная особенность осадков забарового бассейна — преобла-

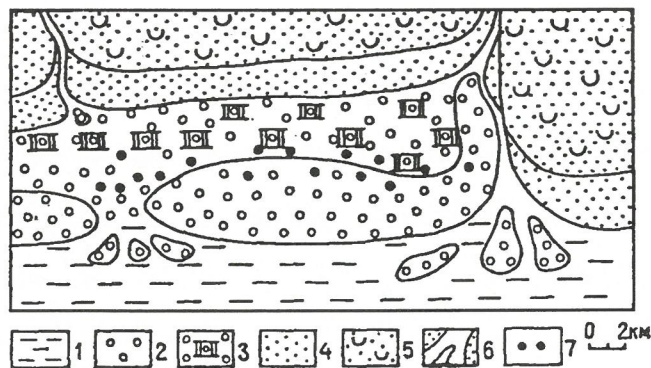


Рис. 1. Местоположение медной минерализации в системе лагуна — песчаный бар на примере палеофашии Угуйской площади; чорудинское время (PR₁);

1 — осадки шельфа; 2 — баровые песчаники; 3 — осадки забаровой лагуны (доломиты, мергели, алевроаргиллиты); 4–5 — терригенные континентальные осадки; 6 — русла палеорек; 7 — медная минерализация

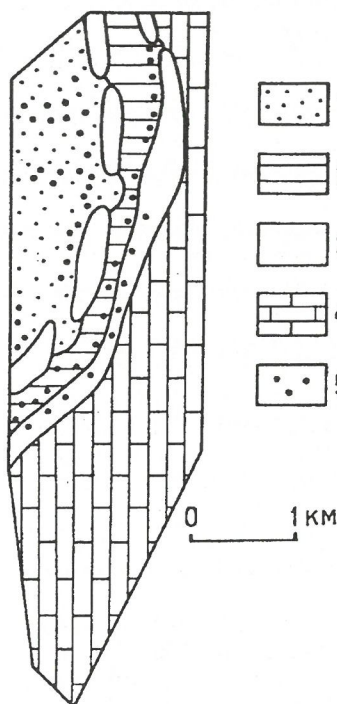


Рис. 2. Фацально-палеогеографическая схема осадконакопления третьей ритмопачки менкулинской свиты (D₃–C₁) месторождения Курпанджа; упрощено по А.Е. Соболеву, Э.И. Кутыреву, 1984:

1 — терригенные отложения русловых протоков, прирусловых кос и валов; 2 — терригенные и карбонатные отложения озер, кутулуков, заливов, дельтовых лагун; 3 — песчаные отложения приустьевых и прибрежно-морских баров, подводных валов, пересыпей, кос, пляжей; 4 — известняковые отложения мелководного моря; 5 — медная минерализация

данные в их окраске темных, часто черных тонков, значительное окремнение, часто встречающийся обломочный спруктур доломитов, наличие микрофилолитовых и спрумпилитовых образований, а также крайняя неустойчивость осадков по лапериали. На схеме реконструкции фашиальной обстановки чорудинского времени на террипории, соответствующей в современном плане восточному борту Угуйской впадины (рис. 1), видно, что более медленными являются песчанно-карбонатные осадки забаровых лагун и песчаные образования вступившей части бара, переходящие в песчанно-конгломератные отложения дельты небольшого водотока.

На Курландийской медной месторождении пластового типа, которое является одним из основных объектов Сете-Дабанской металлогенической зоны, продуктивны туфогенно-терригенные осадки менюленской свиты (D_3-C_1). В результате литолого-фашиального анализа, проведенного на площади месторождения [5], в составе рудосной толщи выделяются лагальные ряды фаший: аллювиальных, лагунно-дельтовых, барово-косовых и прибрежно-морских (рис. 2). Глинисто-алевритовые, песчаные и карбонатные отложения прибрежных депрессионных фаший (озер, заливов и лагун) содержат бедную или рядовую сульфидную минерализацию, которую авторы считают седиментационно-диагенетической. К этим же фашиям, по-видимому, следует относить кремнисто-глинистые тонкослоистые отложения, которые ассоциируют с богатыми халькозин-борнитовыми рудами, диагностированные как эксгалиационно-осадочные. Медное оруденение, контролируемое песчаниками прирусловых кос и краевыми частями приусловых баров, авторы относят к катагенетическому типу. Наиболее богатыми считаются эксгалиационно-осадочные и в перспективе катагенетические руды.

Ленская меденосная зона протянулась вдоль нижнего и среднего течения р. Лена. Главная продуктивная толща — позднекембрийская илгинская свита, сложенная пестроцветными карбонатно-терригенными осадками. Все исследователи сходятся во мнении о четком палеофашиальном контроле медного оруденения на юге Ленской зоны, где меденаконение происходило в полосе развития прибрежных мелководных фаший [3, 4]. В бассейне Средней Лены мы выделяем три палеофашиальные зоны: западную, центральную и восточную (рис. 3). Западная зона занимает бассейны рек Ангара, Подкаменная и Нижняя Тунгуска, верховьев рек Нью и Улахан Ботуобии. Большинство исследователей признает существование в позднем кембрии в центре Сибирской платформы Катангской суши, расположенной к северо-западу от рассматриваемой территории [7]. К юго-востоку от этой структуры находилась очень мелководная, периодически осушаемая супралитеральная зона крупного эпиконтинентального морского бассейна. Пестроцветные алевриты и мергели илгинской свиты в этой зоне имеют пониженную мощность (0—20 м) и признаки неустойчивости мелководного режима (текстуры размывов, волнового прибоя, глиптоморфозы соли, внутриформационные окатыши и т.д.). Преобладание алевритовых осадков и минералогически зрелого кварцевого состава в терригенной части отложений свидетельствует о низком пенеппленезированном рельефе области сноса обломочного материала.

Центральная зона развития отложений илгинской свиты находится в полосе шириной 150—200 км, проходящей в северо-восточном направлении вдоль р. Лена. Отличительная черта отложений этой

зоны — высокое (50%) содержание доломитов, а также присутствие среди них плитов и линз с водорослевой текстурой, количество которых уменьшается при продвижении по зоне с юга на север. Остальная часть илгинской свиты в центральной зоне представлена красноцветными доломитовыми алевритовыми, существенно кварцевыми песчаниками, аргиллитами и мергелями с глиптоморфозами каменной соли, волноприбойными знаками и трещинами усыхания. Палеогеографически эта зона являлась литеральным поясом, который представлял собой мелководное дно, покрытое карбонатными водорослевыми банками, промежуток между которыми заполнялись терригенно-карбонатными, алевритовыми, глинистыми и песчаными осадками. Таким образом, в литеральном поясе Ленской зоны, также как и на Приангарской меденосной площади [7], выделяются, с одной стороны, фашия водорослевых палеобанок, с другой — фашия прибанковых лагун.

Граница восточной фашиальной зоны проходит вдоль правого берега р. Лена. Особенность отложений этой зоны — смена существенно доломитовой составляющей карбонатов западной и центральной зон на более известковистую. Среди пород преобладают алевритовые известняки и аргиллиты. Мощность осадков возрастает от 200 до 600 м. Среди терригенной примеси, которая составляет в известняках 15—40%, преобладает кварц. Текстура пород массивная и косослоистая. Палеогеографически — это сублитеральная (морская) зона, расположенная юго-восточнее карбонатно-водорослевого пояса и характеризующаяся боль-

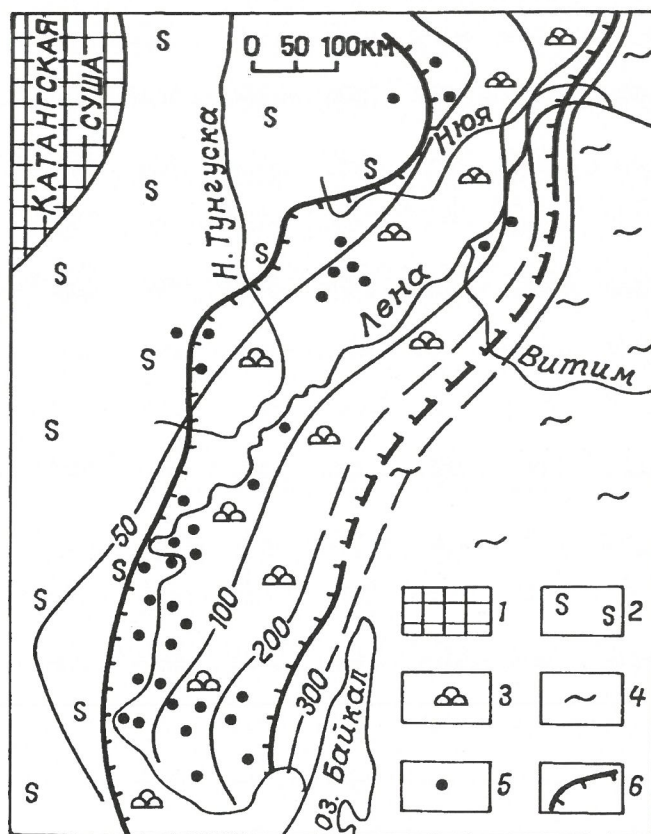


Рис. 3. Местоположение медной минерализации в системе супралитерального бассейна — карбонатно-водорослевой барьер на примере палеофаший Ленской зоны; илгинское время (Є₃):

1 — область размыва; 2 — супралитераль; 3 — карбонатно-водорослевая палеобанковая зона; 4 — сублитераль; 5 — рудопроявления меди; 6 — границы палеобанковой зоны

шим прогибанием дна бассейна, компенсированного возрастающей мощностью осадочной толщи. Более глубоководные морские условия дна, не подверженные действию волн и приливно-отливных процессов, были благоприятны для развития бентосной фауны трилобитов. Изменились и физико-химические условия водной среды, о чем свидетельствует смена мелководного существенно доломитового карбонатообразования на более глубоководное существенно известковое. Окислительные условия дна бассейна, приводившие к формированию красноцветов, сменились на нейтральные или восстановительные, вызвавшие преобладание зеленых оттенков в окраске пород.

Из литолого-фациальной схемы видно, что медная минерализация в отложениях илгинской свиты контролируется центральной фациальной зоной, которая соответствует карбонатно-водорослевому палеобанковому поясу. Этот пояс, протягиваясь субпараллельно современному направлению р. Лена с юга Сибирской платформы до широты Вилюйской синеклизы, контролирует меденосность всей Ленской зоны. Медная минерализация илгинского рудоносного горизонта, так же как в системе лагуна — песчаный бар, концентрируется в осадочных образованиях внутренней стороны этого пояса. Карбонатно-водорослевый палеобанковый пояс, по-видимому, играет роль барьера между литоральной и шельфовой частями морского бассейна. Водорослевые биогермы занимают в разрезах эвенкийской свиты Приангарской площади 5—10%, в разрезах илгинской свиты Верхней Лены — до 8%, а в разрезах Средней Лены — лишь 3%. В связи с уменьшением роли ископаемых водорослевых построек при движении с юга на север Ленской меденосной зоны можно предполагать ухудшение условий для накопления меднорудного вещества и прогнозировать снижение в этом направлении перспектив меденосности.

В заключение можно констатировать, что для медных месторождений пластового типа, находящихся на территории Якутии, применимы концепция бифациальной генетической модели. Модель предполагает существование синхронной генетической пары рудовмещающих фаций: а) алевритоглинистой или мергелистой — прибрежных депрессий (лагуна, залив); б) пес-

чаной, реже органогенно-карбонатной — литологических барьеров. В первой формируется медная минерализация, сингенетичная осадконакоплению, во второй — эпигенетическое оруденение, являющееся результатом миграции меденосных рассолов из осадков депрессии.

Увеличение роли меденосных отложений в геолого-исторической ретроспективе с мезозоя по протерозой тесно связано с широким распространением фациальных систем, переходных от континента к морю. Это согласуется с существующей точкой зрения о слабой дифференцированности континентальных и морских территорий древнее мела и широким развитием в связи с этим литоральных осадочных комплексов [6]. Огромные площади, занятые приливно-отливной равниной на Сибирской платформе в позднем кембрии (илгинское время), подтверждают тезис Р.Гинзбурга [8] о возможности развития в геологическом прошлом литоральных отложений на площадях, на два порядка превышающих современные. Медистые песчаники и сланцы являются характерными фациальными типами, связанными со специфическими условиями осадочного процесса, господствовавших в отдельные периоды геологической истории от протерозоя до мела.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давыдов Ю.В. Нижнепротерозойские меденосные отложения Угуйской впадины (Южная Якутия) и их корреляция с удоканским комплексом // Литол. и полезные ископ. 1986. № 3. С. 44—58.
2. Давыдов Ю.В. Корреляция рудоносных горизонтов стратиформных месторождений различных тектонических зон Якутии // Геология и геофизика. 1993. № 9. С. 140—144.
3. Жарков М.А., Скрипин А.И. Верхнекембрийские отложения Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1971.
4. Кутырев Э.И. Закономерности размещения медного оруденения в средне-верхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы // Литол. и полезные ископ. 1969. № 3. С. 67—83.
5. Кутырев Э.И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. — Л.: Недра, 1984.
6. Патрунов Д.К. Эволюция фациальных систем // Литол. и палеогеогр. Вып. 5. 1997. С. 13—25.
7. Приангарский меденосный бассейн / А.Е.Мирошников, С.С.Лайкевич, Г.К.Шлярик. — М.: Недра, 1981.
8. Ginsburg R. The dilemma of epicontinental peri-tidal carbonates // 27 МГК. Т. 9. Ч. 2. М., 1984. С. 88—89.

УДК 553.491.8 (571.5)

© А.В.Округин, 1999

Районирование платиноносных россыпей Сибирской платформы

А.В.ОКРУГИН

На Сибирской платформе, кроме всемирно известных норильских Pt-Cu-Ni месторождений и кондерских платиновых россыпей, известны также многочисленные обширные ареалы распространения различных парагенезисов минералов платиновой группы (МПП) в современных россыпях. В данной статье на основе специальных топоминералогических исследований, проведенных нами, дана схема (рисунок) минералого-геохимической типизации и районирования всех известных платиноносных россыпей Сибирской платформы. Минералогическое районирование позволяет прогнозировать генетические типы коренных источников россыпей и определять перспективные районы с потенциальной платиноносной минерализацией.

Минералого-геохимические типы ассоциаций МПП в россыпях названы по набору главных минералов с указанием типоморфных примесных компонентов. На-

звания минеральных видов соответствуют классификации Pt-Fe и Ru-Ir-Os сплавов [17, 18], поддержанных Комиссией по новым минералам и названиям минералов ММА. По этому принципу на Сибирской платформе установлены следующие минералого-геохимические типы платиноносных россыпей: родисто-железисто-платиновый, иридисто-изоферроплатиновый, иридий-осмий-железисто-платиновый, платина-сперритовый, палладий-железисто-платиновый и осмиевый (таблица). Выявление устойчивых минералого-геохимических типов МПП в россыпях определенных структур платформы позволяет выделять четыре платиноносные провинции: Ленскую, Алдано-Становую, Алданскую и Енисейско-Хатангскую.

Ленская платиноносная провинция. На востоке Сибирской платформы широко развиты золото-платиноносные россыпепроявления с мелким ценным метал-

лом. Они известны с 1908 г. в бассейне р. Вилой [4], затем подобные россыпепроявления были установлены на Лено-Вилуйском и Анабаро-Оленекском междуречьях, в бассейне р. Таас-Эйэкит, в верховьях рек Линде — Тюнг и др. [11, 15, 16, 19]. На основе первых анализов валового состава вилуйской сырой платины [2] отмечалось высокое содержание в ней родия. МПГ в данных россыпях представлены в основном железистой платиной с неупорядоченной структурой в ассоциации с небольшим количеством (менее 5%) рутениридосмина. Типоморфный признак железистой платины — высокая концентрация родия, среднее содержание которого в разных россыпях колеблется от 2 до 4%. В отдельных зернах количество примеси Rh, по данным микронзондового анализа, достигает 17%. По этим особенностям россыпепроявления востока Сибирской платформы не имеют аналогов среди известных платиноносных коренных и россыпных месторождений, в которых среднее содержание родия в Pt-Fe сплавах обычно не превышает 1%. В связи с этим данная ассо-

циация МПГ Ленской провинции выделена нами в виде уникального *родисто-железисто-платинового (вилуйского) типа*.

Эти россыпепроявления, не имеющие видимой связи с материнскими породами, пространственно локализованы в пределах развития мезозойских терригенных отложений чехла. Ареалы платиноносных отложений приурочены к погребенным выступам кристаллического фундамента платформы, где весьма вероятно присутствие коренных источников платины. Набор и химизм МПГ в россыпях разных районов восточной части Сибирской платформы очень близки, что указывает на однотипность их источников. Все это позволяет объединить эти обширные платиноносные площади в единую Ленскую провинцию. Существенно платиновый состав МПГ при подчиненном присутствии минералов тугоплавких платиноидов (Os и Ir) указывает на ультрабазит-базитовый состав источников россыпей Ленской платиноносной провинции.

Алдано-Становая провинция. На юге Сибирской

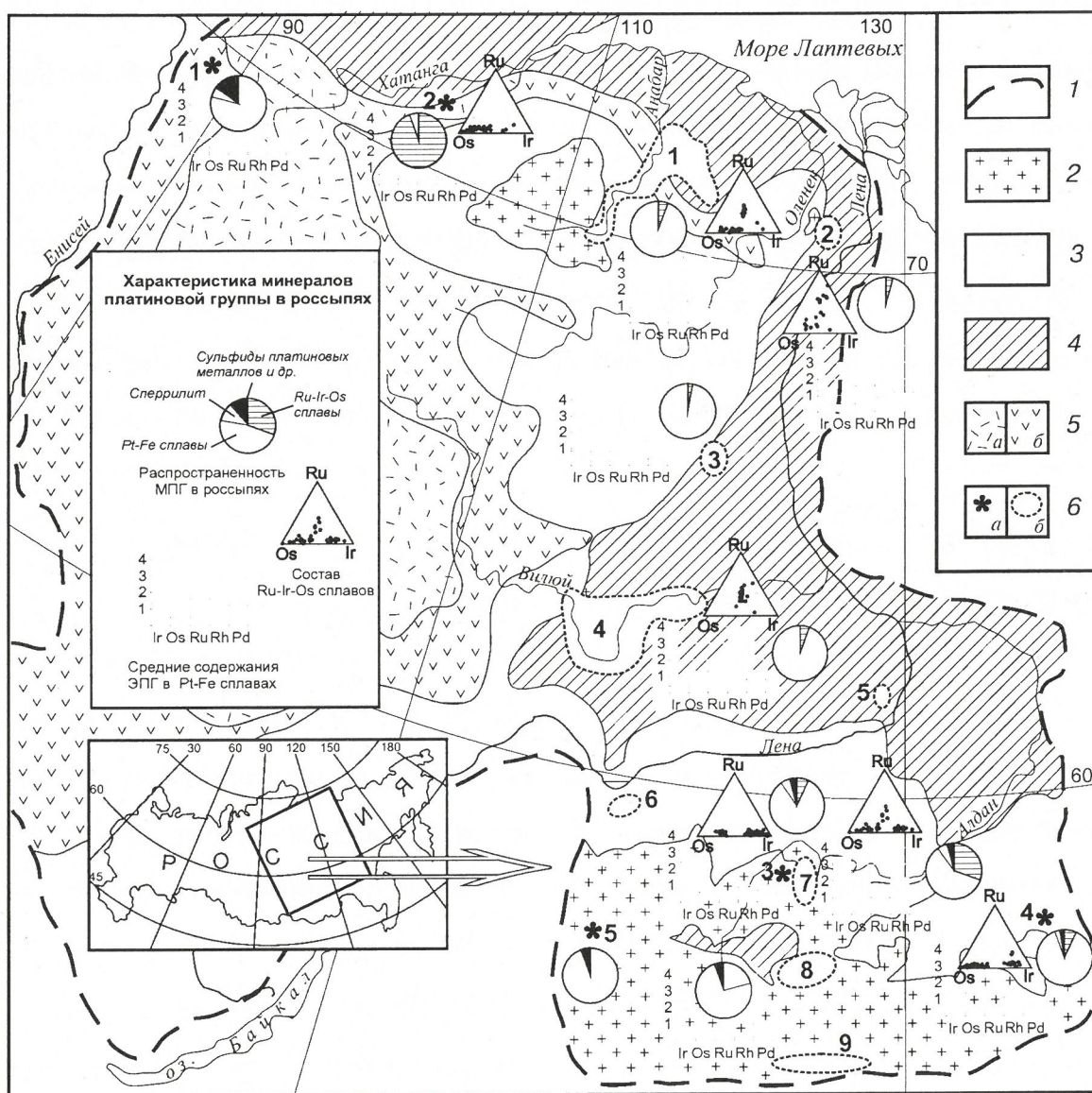


Схема распространения платиноносных россыпей на Сибирской платформе:

1 — границы платформы; 2 — выходы фундамента; 3 — палеозойский чехол; 4 — мезозойские отложения; 5 — сибирские траппы (а — вулканогенные комплексы, б — интрузивные образования); 6а — платиноносные россыпи, связанные с материнскими породами (1 — Норильск, 2 — Гули, 3 — Инагли, 4 — Кондер, 5 — Чиней), 6б — районы распространения россыпепроявлений без установленных коренных источников (1 — Анабаро-Оленекский, 2 — Сололийский, 3 — Линде — Тюнгский, 4 — Вилуйский, 5 — Кенкеминский, 6 — Чарский, 7 — Центрально-Алданский, 8 — Южно-Алданский, 9 — Становой)

Тип	Pt	Fe-Pt	Pt ₃ Fe	PtFe	Ir-Os	Pt-Os-Ir	Ir-Os-Ru	PtAs ₂	(Pt)(S) _x	(Pt)(Me) _x	Источник
Родисто-железисто-платиновый (вилюйский)	+	+++			+	+	+	+	+		Древние ультрамафит-мафитовые комплексы PR (?)
Платина-сперрилитовый (сульфидный)	+	+			+			+++	+	+	Докембрийские расслоенные интрузивы
Иридисто-изоферроплатиновый (алданский)	+		+++	+	+	+		+	+	+	Мезозойские кольцевые массивы ультраосновных-щелочных пород
Иридий-осмий-железисто-платиновый (якокутский)	+	+++			+	+	+	+	+	+	Мезозойские щелочно-ультраосновные вулканы (?)
Палладий-железисто-платиновый (норильский)	+	+		+				+	+	+	Раннемезозойские дифференцированные интрузивы габбро
Осмиевый (гулинский)			+		+++						Мезозойские щелочно-ультраосновные массивы

Примечание: Pt — самородная платина; Fe-Pt — железистая платина; Pt₃Fe — изоферроплатина; PtFe — тетраферроплатина; Ir-Os — гексагональные сплавы на основе осмия; Pt-Os-Ir — кубические сплавы иридия; Ir-Os-Ru — рутениридосмин и рутений; PtAs₂ — сперрилит; (Pt)(S)_x — сульфиды и арсениды платиновых элементов; (Pt)(Me)_x — сплавы платиновых элементов с Bi, Sb, Sn, Pb, Au и др.; распространенность минералов: +++ основной (>10%), ++ второстепенный (1–10%), + редкий (<1%).

платформы в золотоносных россыпях Южно-Алданского района и Становой области известно широкое развитие ареалов распространения *платина-сперрилитовых ассоциаций* [1, 2 и др.]. Обычный сперрилит преобладает над платиной. Платина представлена ее самородной и железистой разновидностями. Второстепенными являются сульфиды, станиды и стибниды Pt и Pd. Россыпи с платина-сперрилитовой ассоциацией распространены в областях развития протерозойских расслоенных ультрамафит-мафитовых комплексов с титано-магнетитовой и сульфидной Cu-Ni минерализациями. Связь этих россыпей с сульфидными рудами подтверждается обедненностью халькофильными и тугоплавкими элементами-примесями платиновых твердых растворов, высокой концентрацией сперрилита и наличием сульфидов Pt, Pd и Ni. Существенно сперрилитовые шлиховые ореолы, непосредственно связанные с сульфидными рудами Чинейского массива расслоенных габброидов, изучены в западной части Алданского щита [1]. Подобные проявления платина-сперрилитовой ассоциации, связанные с докембрийскими расслоенными ультрабазит-базитовым комплексам, установлены также в смежных складчатых областях Южно-Сибирского региона.

Алданская провинция. Наиболее известными на Сибирской платформе являются платиноносные россыпи (Инагли, Кондер, Чад и др.), связанные с щелочно-ультраосновными массивами Алданского щита, впервые выделенные И.С.Рожковым с соавторами [13] в самостоятельный (алданский) тип. Многие исследователи относят их к аляскинскому (уральскому) типу платиновых месторождений. Минералогия этих россыпей описана во многих работах и известна широкому кругу исследователей [6, 9, 10, 13 и др.].

Главный минерал этих россыпей — изоферроплатина, обогащенная иридием, и поэтому они относятся к *иридисто-изоферроплатиновому типу*. Часто в сростании с изоферроплатиной встречаются иридий и осмий, реже сульфиды, арсениды и сульфидарсениды платиноидов. Источники МПГ — хромититовые тела, дуниты, магнетитовые пироксениты зональных изометричных массивов, сформированные при мезозойской активизации стабильных зон.

На территории Центрально-Алданского района в золотоносных россыпях часто встречается уникальная ассоциация МПГ [6, 12], большая часть зерен которых сложена неправильными комковидными полифазными агрегатами, состоящими в основном из железистой платины и осмия, реже иридия и рутениридосмина

(*иридий-осмий-железисто-платиновый тип*). Типоморфным признаком железистой платины, основного компонента этих россыпей, являются высокие содержания примесей Ir, Os, Rh и Ru. В сростании с МПГ фиксируются хромшпинелид, реже диопсид, оливин, иногда ортоклаз, эгирин, эгирин-авгит, флогопит. Изредка отмечается присутствие включений слабонакристаллизованного стекла, обогащенного K₂O, Na₂O, P₂O₅, Cl и F. Химизм перечисленных фаз, находящихся в тесном сростании с МПГ, хорошо сопоставим с составом минералов калиевых пикритов, представленных мелкими штоками, дайками, силлами и трубками взрыва. Они развиты в составе мезозойских щелочных вулканоплутонических комплексов Центрального Алдана. По ассоциации МПГ и их геохимической специализации платиноносные россыпи из вулканоплутонических полей отличаются от близлежащих россыпей Инаглинского интрузива, что обусловлено разными условиями формирования материнских пород. Коренные источники этих двух типов россыпей имеют генетическое родство и формировались в процессе мезозойской активизации Алданского щита, что позволяет рассматривать их в составе единой Алданской платиноносной провинции.

Енисейско-Хатангская провинция. На северо-западе Сибирской платформы вблизи знаменитых норильских Cu-Ni месторождений формируются небольшие россыпи шлиховой платины. Как показали валовые анализы шлиховых концентратов, основными компонентами этих россыпей кроме собственно платины являются Fe (10–20%), Pd (1–15%), Ni (до 4,5%), Cu (до 3%) и Pb (до 2%), а среди МПГ в основном присутствуют железистая платина и минералы палладия [3, 5]. Таким образом, платиноносные россыпи, связанные с норильским типом месторождений, характеризуются *палладий-железисто-платиновым типом*. Преимущественное развитие железо-платиновых сплавов в россыпях над минералами палладия, которые преобладают в коренных платинометаллических рудах норильских месторождений, объясняется неустойчивостью соединений палладия в экзогенных условиях.

В пределах Гулинского массива Маймеч-Котуйской провинции ультраосновных-щелочных пород МПГ были впервые обнаружены в аллювиальных отложениях [7]. В россыпях в основном встречаются осмий (иридитый и самородный), реже — изоферроплатина и иридий [7, 14]. В сростках с платиновыми металлами россыпей диагностированы фазы, идентичные главным и аксессуарным минералам пород Гулинского мас-

сива (хромит, оливин, клинопироксен, амфибол, силикатное стекло и др.). Зерно самородного осмия установлено также в коренных выходах дунитов, а в хромитовых прожилках пород данного массива были найдены мельчайшие зерна тетраферроплатины с включениями иридосямина. Все это позволяет считать коренными источниками россыпей дуниты Гулинского массива [8, 14]. Распределение элементов платиновой группы в дунитах и хромититах Гулинского массива [8] наиболее близко к таковому в породах офиолитов. Обогащенность тугоплавкими платиноидами Os и Ir пород Гулинского интрузива объясняется тем, что данный массив сформирован наиболее глубинными высокотемпературными выплавками мантийного вещества. Существенно осмиевый состав МПГ позволяет рассматривать данные россыпи в виде уникального осмиевого (гулинского) типа, связанного с платформенными образованиями.

Формирование пикрит-базальтовых магматических комплексов Норильского района и ультраосновных-щелочных пород Гулинского массива связано с заложением структур Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба в зоне сочленения Сибирской платформы и Таймырской складчатой области. Таким образом, север Сибирской платформы также следует рассматривать как самостоятельную платиноносную провинцию.

Проведенный анализ россыпной платиноносности показывает, что различные районы Сибирской платформы отличаются по типоморфным особенностям МПГ из россыпей. Это обусловлено наличием источников платиноносной минерализации разнообразных генетических типов (от высокотемпературных осмиевых до низкотемпературных существенно палладиевых), которые формируются в различных геодинамических обстановках и охватывают определенные структуры платформ:

1) Ленская платиноносная провинция, охватывающая россыпепроявления, развитые в пределах Вилуйской синеклизы, Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия, определяется уникальным родисто-железисто-платиновым типом. Данные россыпи развиты в пределах платформенного чехла и, видимо, имеют связь с крупными древними массивами ультрамафит-мафитового состава, приуроченными к погребенным палеорифтовым структурам;

2) Алдано-Становая платиноносная провинция характеризуется широким развитием россыпей с платина-сперрилитовой ассоциацией. Они приурочены к докембрийским расслоенным ультрабазит-базитовым комплексам;

3) Алданская платиноносная провинция формировалась во время мезозойской активизации Алданского щита. Зонально-кольцевые массивы ультраосновных-щелочных пород сопровождаются иридо-изоферроплатиновым типом платиновой минерализации, а иридий-осмий-железисто-платиновый тип ассоциации МПГ в россыпях, вероятно, связан с производными калиевых пикритовых магматитов щелочных вулcano-плутонических комплексов;

4) Енисейско-Хатангская провинция охватывает небольшие россыпи палладий-железисто-платинового и осмиевого типов, образовавшиеся за счет Pt-Cu-Ni руд дифференцированных интрузивов Норильского района и дунитов Гулинского массива. Здесь в зоне воздействия Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба формировались сложные раннемезозойские комплек-

сы потенциально платиноносных ультрабазит-базитовых и щелочно-ультрабазитовых магматитов.

Резюмируя все вышеизложенное, можно подчеркнуть, что на востоке Сибирской платформы широко развиты платиноносные россыпи, связанные с ультрабазит-базитовыми образованиями докембрийского фундамента, щелочно-ультраосновными магматитами различных стадий фанерозойской активизации платформы и сульфидными рудами дифференцированных базитовых интрузивов пермо-триасового возраста. Огромные площади распространения россыпной платиноносности с различными типами ассоциации МПГ позволяют рассматривать этот регион как перспективный на открытие как рудных, так и россыпных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 98-05-65478).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. — Новосибирск, 1995.
2. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. 5. Обзор месторождений вне Урала. — Л.: Изд-во АН СССР, 1933.
3. Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медноникелевых рудах Норильского месторождения. — М.: Наука, 1968.
4. Зверев В.Н. Условия золотоносности Вилуйского района // Изв. Геолкома. 1925. Т. 44. № 5. С. 539—562.
5. Зимоглядов Б.Н. О россыпной платине в Норильском районе // Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири: Тр. Зап. СО ВМО. Вып. №1. Новосибирск, 1974. С. 169—174.
6. Ким А.А., Панков В.Ю., Уютов В.И., Лескова Н.В. Минералогия и генезис минералов платиновых металлов из аллювиальных объектов Центрального Алдана // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск, 1991. С. 111—135.
7. Лихачев А.П., Кириченко В.Т., Лопатин Г.Г. и др. К особенностям платиноносности массивов щелочно-ультраосновной формации // Зап. ВМО. 1987. № 1. С. 122—125.
8. Малич К.Н. Распределение платиноидов в ультрабазитах Гулинского массива как индикатор их генезиса // Зап. ВМО. 1995. № 5. С. 16—30.
9. Мочалов А.Г., Дмитриенко Г.Г., Хорошилова Т.С., Сахьянов Л.О. Минералого-геохимические типы россыпей платиноидов и их промышленное значение // Минералогия и геохимия россыпей. М., 1992. С. 7—22.
10. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. — М.: Наука, 1994.
11. Округин А.В., Избеков Э.Д., Шпунт Б.Р., Лескова Н.В. Минералы платиновых металлов антропогенных отложений Вилуйской синеклизы и Анабарской антеклизы // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. Якутск, 1985. С. 40—50.
12. Разин Л.В., Васюков В.С., Избеков Э.Д., Миронов Е.П. Россыпная платиноносность Центрально-Алданской металлогенической области // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 1994. С. 159—165.
13. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. — М.: Изд-во АН СССР, 1962.
14. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. Благороднометальная минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа) // Геол. и геофиз. 1994. № 9. С. 51—65.
15. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
16. Шпунт Б.Р. Платиновые минералы четвертичных отложений Анабаро-Оленекского поднятия // Геол. рудн. м-ний. 1970. № 2. С. 123—126.
17. Cabri L.J., Feather C.Z. Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Can. Miner. 1975. Vol. 13. № 2. P. 117—126.
18. Harris D.C., Cabri L.J. The nomenclature of the natural alloys: review and revision // Can. Miner. 1991. Vol. 29. P. 231—237.
19. Okrugin A.V. Mineralogy, Types, and Origin of Platinum-bearing placer deposits of the Siberian platform // International Geology Review. 1998. № 8. С. 677—687.

Перспективы выявления палеозойских россыпей на восточной части Сибирской платформы

В.Е. ФИЛИППОВ, А.А. СУРНИН

Восточная часть Сибирской платформы характеризуется широким распространением современных косовых россыпей золота, что в свою очередь подразумевает наличие источников золота. Относительно генезиса последних выдвинуто несколько предположений, среди которых наиболее распространены следующие: существование промежуточных коллекторов различного возраста прибрежно-пляжевого происхождения [1]; коренное оруденение [2]; хемо- и биохимогенные образования неясного происхождения [3, 4].

Для выявления предполагаемых источников время от времени проводились геолого-поисковые работы. Выбор участков для выявления источников предопределялся предположением, что наиболее богатые источники должны быть там, где локализованы наиболее богатые россыпи. При этом подразумевается, что если на таких участках не оправдывались возлагавшиеся на них надежды, то тогда и на остальной территории, где нет богатых россыпей, не стоит начинать подобного рода работы. Поэтому, по причине ряда последовавших неудач, работы подобного рода были приостановлены на всей рассматриваемой территории.

К одному из таких ключевых районов относится и западный склон Патомского выступа. На отрезке от устья р. Витим до г. Ленск на фоне множества проявлений косовых россыпей известны объекты с промышленно значимыми параметрами. К ним относятся россыпи рек Дурная, Безводный, Карстовый, Романовский, Халаманда и Каменка.

На основе морфологического изучения золота как богатых, так и «фоновых» россыпей, мы пришли к выводу, что все они сформировались за счет коллекторов различного возраста. Причем некоторые из них сформировались при участии золотых процессов. Руководящим признаком для обоснования этих утверждений послужило повсеместное распространение золотин с ямчато-бугорчатой поверхностью, бороздами скольжения и рваными краями, часть из которых несет характерный золотой облик [5]. Формируются они при воздействии на россыпное золото значительного литостатического давления [6]. При этом частицы золота обжимаются мелким обломочным материалом и приобретают «мятый» и/или «рванный» вид. Экспериментальным путем установлено, что первые признаки деформации золотин появляются при имитации погружения толщ на глубину до 0,8 км. Ямчато-бугорчатая поверхность отмечена также в частицах золота испытанных «погружение» вмещающих пород на глубину 4–6 км. Такой же результат можно достичь при меньших глубинах, но при условии сминания в складки нелитифицированных толщ. Отсюда — ямчато-бугорчатая поверхность золотин с рванными краями и вдавленными в них песчинками не могла образовываться в неогеновых отложениях, мощность которых не превышает 20 м. Кроме этого установлено, что поверхность металла из неогеновых отложений имеет гладкую поверхность.

Сравним строение рассматриваемых россыпей. Косовые россыпи характеризуются мелким золотом с гидравлической крупностью (ГК) 5–10 см/с и приурочены к косам и/или бичевникам относительно крупных рек, где происходит медленный врез. Несмотря на весьма малую размерность золотин, предположение об их возможном перемещении сальтацией или перекачиванием не допускается, т.к. они имеют такую же, как пластовое

золото уплощенную форму. Отличие, предопределяющее расположение косовых и пластовых россыпей на различных элементах долины, заключается в следующем. Золото с ГК более 12 см/с при каждом новом акте вреза русла перемещается вдоль тальвега долины и не может выйти за его пределы [7]. По этой причине накопление металла происходит в виде пласта вдоль оси углубления долины. По мере разрушения ложа русла частицы металла с ГК 5–10 см/с из зоны тальвега выносятся и накапливаются в местах, где врез русла сменяется на накопление аллювия, т.е. вдоль береговой линии реки, рисунок которой на протяжении развития долины изменяется самым различным образом. Вследствие этого сохранившиеся отложения береговых линий имеют сложное взаиморасположение, и по этой причине распределение косового металла в них также весьма прихотливо и с большим трудом поддается оконтуриванию.

Богатые россыпи представлены металлом косовой крупности, но имеют отчетливо выраженное пластовое строение. Одну из них — россыпь руч. Карстовый — рассмотрим в качестве примера. Его долина расположена в 17 км к востоку от устья р. Витим. Золотоносность в аллювиальных отложениях прослеживается от истоков ручья до устья, т.е. фиксируется на расстоянии более 5 км. Долина ручья имеет желобообразный профиль с пологими склонами и полностью вложена в карбонатные породы кембрия. На водоразделах со смежными долинами сохранились отложения неогена в виде небольших разрозненных пятен. Превышение от тальвега до водораздельной поверхности составляет 40–60 м. Уклон ручья довольно крутой ($i = 0,04$). Вода в нем появляется лишь в весенние паводки, а в остальные периоды отсутствует, т.к. днище долины приурочено к разлому, вдоль которого развиваются карстовые полости.

Петрографический состав грубообломочного материала аллювия на 70–80% состоит из кварца и кварцита, полностью совпадая с петрографическим составом гальки из отложений неогена, что противоречит классической схеме развития речной долины. В данной местности отложения неогена перекрывали эрозионную палеоповерхность и начинали перемываться с момента заложения долины. При этом мощность валунно-галечного горизонта составляла лишь 0,4–0,8 м. По этим причинам гальки отложений неогена должны были быть в аллювии экзотическими, а не составлять подавляющее большинство.

Строение россыпи в плане простое и практически совпадает с залеганием аллювиальных отложений мощностью 4–12 м. Распределение содержаний металла в обобщенном виде выглядит равномерным как по вертикали, так и вдоль ручья. Приуроченность металла к каким-либо особенностям плотика не замечена. Контур россыпи как бы подвешен и не «прижимается» к крупнотрещиноватому элювию ложа долины. Усредненное соотношение песков и торфов составляет примерно 2:1.

Золото в основном мелкое (косовое), размеры частиц составляют 0,1–2 мм при толщине 0,04–0,08 мм. ГК золотин 6–12 см/с. Источниками россыпи являются промежуточные коллекторы неогенового и кембрийского возрастов. Последние выполнены карбонатными разновидностями пород.

Генетическая принадлежность россыпи определяет как аллювиальная. Дальнейшее подразделение рос-

сыпи по фациальным признакам встречает затруднение. Мы не можем относить эту россыпь к косовой, т.е. сформированной в отложениях прирусловой отмели. Такие россыпи характерны для крупных рек, где хорошо выражены косы и проявляется отчетливая сортировка обломков. Здесь мы имеем дело с долиной первого порядка с весьма крутым уклоном. Днище ее полностью покрыто таежной растительностью, а русло не имеет отчетливо выраженной формы. Мы не можем отнести эту россыпь и к пластовой. Формирование таких россыпей происходит лишь в процессе углубления долины, и поэтому золото с характеристиками рассматриваемой россыпи должно быть вынесено практически полностью. Эта россыпь не относится и к карстовым, т.к. она залегает поверх карстов, в которых или совершенно нет золота, или содержания его понижены.

В соответствие с этим мы предлагаем выделить особый инфлюационно-пластообразный тип россыпей. Особенности его формирования определены тем, что он локализуется в долине, заложеной вдоль тектонического разлома. Вдоль него происходит интенсивное карстование карбонатных пород в днище долины. Несмотря на крутой уклон ручья и на относительно большой бассейн водосбора, энергия потока была недостаточной для перемыва аллювия и вреза в ложе долины. Причина этому — фильтрация воды сквозь рыхлые отложения в карстовую полость, признаком чего служат отсутствие отчетливо выраженного русла и полная залесенность днища долины. В результате обломки известняков и доломитов, растворяясь, исчезали в аллювии, а песчаники с карбонатным цементом утрачивали свою прочность и рассыпались. Самые тонкие обломки, высвобожденные из карбонатов, выносились с водой. Вследствие этого полости трещин, контролирующие карстование до глубины 10–140 м, ниже тальвега выполнялись пелитовым материалом. Одновременно с указанными процессами происходило постоянное расширение карстовой полости и опускание ее гипсометрического уровня. Вслед за ней опускался аллювий. По причине удаления карбонатного грубообломочного материала без перемыва аллювия нерастворимый валунно-галечный материал отложений неогена избирательно сохранялся. При допущении выноса аллювия перемывом (т.е. при углублении долины руслом) вместе с галькой должно было выноситься и золото, т.к. его частицы по своим характеристикам не способны формировать пластовую россыпь. Также были бы полностью вынесены обломки неогеновых отложений, поскольку наибольшее поступление их происходило на ранних этапах развития долины. Запасы россыпи пополнялись за счет высвобождения частиц металла из обломков кембрийских пород по мере того, как они растворялись или рассыпались. Частицы золота просаживались нисходящими потоками сквозь поры грубообломочного материала и

ложились на поверхность аллювиальных горизонтов с песчано-пелитовым наполнителем. Таким образом, происходило постепенное нарастание мощности россыпи. В этих условиях окатывание золотин не происходит, и поэтому они сохраняют все морфологические особенности, приобретенные ими как до попадания в коллектор, так и в период пребывания в нем.

Все остальные богатые россыпи среднего течения р. Лена имеют аналогичное происхождение. К примеру, в толщах кембрийских отложений в долине р. Синяя в 70 км от ее устья нами был обнаружен золотоносный горизонт, представляющий собой известняк с гравийно-песчаным материалом в количестве до 60%. Частицы золота, заключенные в этой породе, имеют россыпный облик.

Россыпи выделенного типа как объекты разведки и разработки известны давно, и открытие каждой из них служило поводом для постановки поиска новых источников питания. Так были открыты коренные месторождения Куранахского рудного поля, Учурского золотоносного района и Угуйского грабена [8]. Вместе с тем не исключено, что некоторые богатые источники с мелким золотом локализованы в долинах, где нет условий для формирования инфлюационно-пластообразных россыпей. Следовательно, вся обширная территория платформенной части Якутии со знаковой золотоносностью должна быть пересмотрена с точки зрения перспективности обнаружения здесь золотоносных осадочных толщ палеозойского возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Избеков Э.Д. Об особенностях золота мезозойских и палеозойских коллекторов Вилуйской синеклизы // Древние и погребенные россыпи СССР. Киев, 1977. С. 82–85.
2. Трушков Ю.В., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
3. Шпунт Б.Р. Генетические типы проявлений золота в северо-восточной части Сибирской платформы // Уч. Зап. НИИГА. Региональная геология. 1970. С. 5–15.
4. Яблокова С.В. О новой морфологической разновидности золота и ее происхождении // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 4. С. 936–939.
5. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Преобразование частиц самородного золота в процессе эолового воздействия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1229 — 1232.
6. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455–457.
7. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Проявления эоловой золотоносности на Лено-Вилуйском водоразделе // Минералогические аспекты металлогении Якутии и сопредельных территорий. Якутск, 1990. С. 66–75.
8. Филиппов В.Е. Роль эоловых процессов в формировании металлоносных конгломератов и сопутствующих им отложений в бассейнах типа Витватерсранд // Отечественная геология. 1997. № 8. С. 40–42.

УДК 553.068.5

© А.А.Блинов, 1999

Натурная интерпретация теоретической модели формирования аллювиальных россыпей косового типа

А.А.БЛИНОВ

В научной литературе механизм концентрации минеральных зерен в водно-аллювиальной среде рассматривается неоднозначно и оценивается с разных позиций: признания транспортабельности тяжелых минералов в речном потоке и ее отрицания, установления связи характера их распределения в русле с динамикой пото-

ка и вне этой связи. Очевидно, что существуют «активные» фракции частиц каждого минерального вида, которые выносятся за пределы участка их поступления в речное русло и имеют иную кинематику накопления в осадке, чем оставшиеся на месте «пассивные» фракции минералов. При накоплении последних наиболее про-

явлен эффект проседания зерен в активном слое донных наносов, а сами приплотиковые концентрации и вмещающий их аллювий рассматриваются как разновозрастные образования. «Активные» фракции золота в составе зерновой массы вовлекаются в аллювиальный процесс и распределяются согласно крупности по фациям осадка. Частицы мелкого и тонкого золота (фракция 1,0—0,05 мм) накапливаются в фации прирусловой отмели аллювия. В пределах указанного размера масса золотин изменяется на 5—6 порядков, что обуславливает их дифференциацию в разрезе фации (многослойность залежи). В распределении по намывной площади мелкое и тонкое золото наследует черты строения вмещающей его аллювиальной свиты, что позволяет связать россыпеобразование с особенностями осадконакопления на участке речной долины. С этих позиций и была предложена к рассмотрению теоретическая (понятийная) модель россыпеобразования мелкого и тонкого золота в дифференциационном осадочном процессе [1]. По своей сути она оригинальна и во многом не согласуется с известными научными положениями, поэтому и требует натурного (объектного) истолкования.

В качестве объекта, иллюстрирующего модельные построения, предлагается к рассмотрению россып-

ная площадь в нижнем течении р. Чара, которая выгодно отличается хорошей геологической изученностью. По результатам разведочных работ 1964 г. здесь был выделен «пласт» косовой россыпи мощностью 5 м и протяженностью многие десятки километров вдоль современного русла. В контуре россыпи содержание золота местами достигает 32 г/м³. Следует отметить, что данный уровень концентрации золота является аномально высоким среди россыпных месторождений этого типа на территории Якутии, а в 1913—1914 гг. здесь впервые для Приленья была организована дражная добыча россыпного золота.

Роль геологического фактора россыпеобразования заключается в максимально большем выведении в эрозионный срез минерализованных пород и создании условий для их денудации, в результате которой достигается массовое высвобождение зерен золота из агрегатного состояния. Объектом внимания на рис. 1, А является наиболее эродированный участок антиклинальной структуры Кэнэли при пересечении долины р. Чара (район устья руч. Быйытта). Крылья ее осложнены сбросами, в связи с чем структура приобрела характер складчатого горста. Суммарная амплитуда вертикального перемещения пород составляет здесь около 300 м. Состав эродированной части пород восстанавливается по литологической колонке глубокой скважины, пробуренной в лежащем крыле структуры (см. район устья р. Молбо). Среди них наибольший интерес представляют слои чарской свиты кембрия, представленные брекчированными карбонатными породами с желваками кремня и пластом траппов. По материалам А.И. Ушакова за 1974 г., мощность контактово-измененных пород достигает здесь 100 м и в них зафиксирована вкрапленность пирита и магнетита, а в штурфных пробах пробирным методом установлено присутствие золота. В сводовой части структуры чарские слои сохранились лишь фрагментарно: основной объем этих минерализованных образований эродирован и вовлечен в россыпеобразование. Переотложение материала носило многократный характер, на что, в частности, указывает унаследованность состава обломков пород свиты в перекрывающих отложениях нижней юры, которые также осложнены сбросами. Доизмельчение обломочного материала осуществлялось в речном потоке. Реликты наиболее древних русловых образований сохранились на водораздельном пространстве. В четвертичное время участок долины реки претерпел несколько этапов эрозии (по числу надпойменных террас). На рис. 1, Б унаследованность участка денудации минерализованных пород подчеркивается распределением форм «дряхлого» и «обновленного» рельефа. Высокая степень дезинтеграции минерального вещества подтверждается существенно песчано-алевритистым составом отложений заполнения впадин, в которых разведкой установлено присутствие золотин, размером несколько микрон. По результатам геологического опробования современных русловых отложений, участок пересечения долины структурой Кэнэли выделяется насыщенным штиховым ореолом частиц мелкого и тонкого золота.

При определении понятия «косовая россыпь» [1] подчеркивалось, что современные русловые концентрации компонента лишь указывают на процесс формирования ее «пласта». Нарастание последнего происходит в горизонтальном направлении при многолетнем и последовательном причленении друг к другу обогащенных участков прирусловой отмели в виде новообразованных сегментов поймы. Это достигается при поперечной деформации (перемещении) речного русла, которая наиболее проявлена на речных излучинах (из-

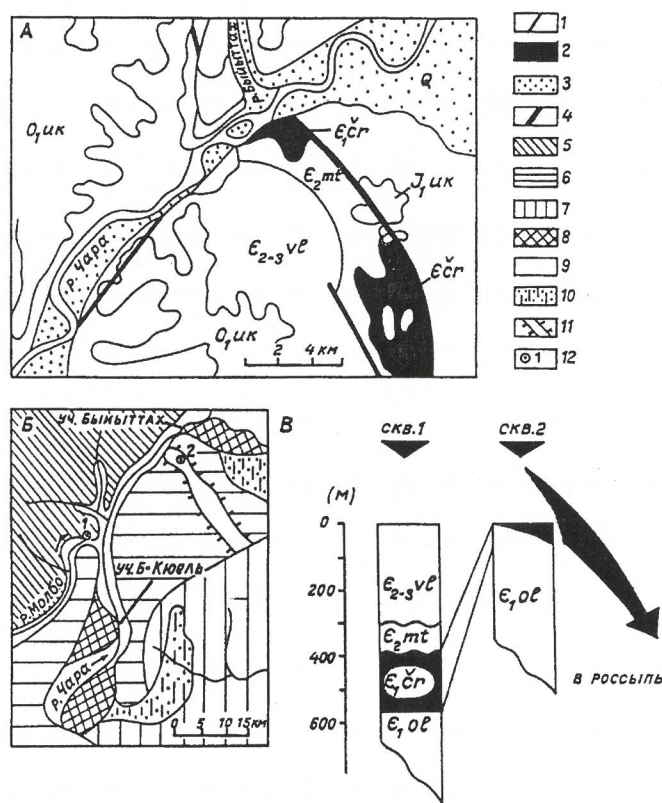


Рис. 1. Геолого-геоморфологическая обстановка россыпеобразования в нижнем течении р. Чара (участок Быйытта):

А, Б — геологическая и геоморфологическая схемы по материалам к Геологической карте м-ба 1:200 000 (Ушаков, 1974); В — схема россыпеобразования; 1 — возрастные границы слоев: $E_1 ol$ — олекминской свиты, $E_1 cr$ — чарской свиты, $E_2 mt$ — метегерской свиты, $E_{2-3 vl}$ — верхоленской свиты, $O_1 uk$ — устькутской свиты, $J_1 uk$ — укутутской свиты, Q — четвертичных отложений; 2 — участки обнажения слоев чарской свиты; 3 — участки развития четвертичного аллювия; 4 — линии тектонических нарушений; 5 — участки слабо расчлененного рельефа; 6 — участки значительно расчлененного рельефа; 7 — участки со сглаженными формами рельефа; 8 — площадь террас высокого уровня; 9 — площадь поймы и террас низкого уровня; 10 — площадь развития отложений древних долин; 11 — гряда, сформировавшаяся на антиклинальной складке; 12 — местоположение устьев скважин глубокого бурения

гибах) русла. В.В.Ивановым и другими [2] установлена оптимальная кривизна русла (близко к полуокружности), определяющая интенсивность проявления береговой эрозии. Ее затухание происходит как по мере выглаживания стрежневой оси руслового потока, так и при еще большем ее искривлении. Русловые переформирования находят отражение в первичном рельефе и строении пойменных и террасовых аллювиальных массивов. Так, на участках прямолинейных русел выделяется соответственно параллельно-гравистый, а на участках его широкого меандрирования — сегментный тип строения поймы. Таким образом, основной задачей гидрологического прогнозирования процесса косового россыпеобразования является выделение участков широко меандрирующего русла, что определяет масштабы как русловых переформирований, так и образующихся при этом аккумулятивных форм. Вместе с тем, влияние гидрологического фактора на процесс россыпеобразования на участке речного русла отличается разнообразием, что отражается на параметрах формирующейся залежи.

В качестве примера на рис. 2 отражена геоморфологическая ситуация на участке геологического опробования в районе устья руч. Быйытта. Пунктирной линией выделен контур ранее прогнозируемого россыпеобразования по результатам геологоразведочных работ (1964 г.). Контур протягивается вдоль современного русла реки непрерывной полосой на расстояние более 40 км (до устья р. Молбо) при ширине до 200 м. Возражение вызывает, прежде всего, непрерывность самого контура, построение которого противоречит очевидной бесперспективности на косовое россыпеобразование участка прямолинейного русла, а также представлению о сегментном (прерывистом) строении вмещающих россыпь аккумулятивных форм. Причина противоречия — различное понимание процесса аллювиального осадконакопления. Авторы построения прогнозного контура разделяли общепринятую с начала текущего столетия концепцию образования и наслоения речных фаций в связи с климатическими изменениями. Вслед за этим допускалась мысль о литологической (строение) и продуктивной (золотоносность) однородности фаций аллювия на значительном участке русла. Критика таких взглядов получила развитие в известном научном труде Е.В.Шансера [3], в котором закономерности строения и формирования аллювиальных свит рассмотрены в связи с плановыми перемещениями русла, приводящими к смене обстановок осадконакопления и фаций. Предпринятое с этих позиций

определение возможных параметров сформированных россыпных залежей заключалось во вскрытии и опробовании горными выработками различных частей намывных сегментов поймы на участках россыпеобразования в современном русле.

Выше устья руч. Быйытта, т.е. в самом начале расширения долины, речной меандр лишь слегка изогнут, и здесь проявлена как поперечная, так и продольная деформации русла. В строении нарастающего пойменного массива это обстоятельство отражается в виде взаимного смещения головных частей прилегающих друг к другу намывных сегментов. Эта особенность строения массива проиллюстрирована на рис. 3, где изображен фрагмент разреза аллювия по линии пересечения различных частей смежных сегментов поймы (линия 1364) — «пласт» россыпи выделяется лишь на отрезке пересечения головного участка намывного образования. Далее на этом участке русла нами прогнозируется лишь ряд разрозненных контуров обогащенного аллювия. Вместе с тем, их выгодно отличает большая мощность «пласта» (до 5 м), что связано с высотой самих аккумулятивных форм, образующихся здесь при максимальных скоростях паводкового потока зажатого в рамки узкого (до 500 м) дна долины.

Ниже устья руч. Быйытта вследствие устойчивости во времени поперечной деформации речного русла формируется пойменный массив, в котором его отдельные сегменты как бы вложены друг в друга и сочленены своими головными участками, а заключенные в них «ядра концентрации» золота образуют поперек долины протяженный контур россыпной залежи. Это находит подтверждение в результатах опробования горных выработок — «пласт» россыпи выделяется по разведочным линиям, пересекающим зону сочленения головных участков намывных сегментов (линия 1340), и отсутствует за ее пределами (линия 1344). Уменьшение скорости паводкового потока в связи с расширением дна долины отразилось на высоте прирусловых наносов, а вслед за этим и на мощности «пласта» россыпи (уменьшение до 4 м). Тем не менее, с учетом площади контура, объединяющего около пяти ядер концентрации, здесь прогнозируется наиболее значительный запас золота «косовой» россыпи.

Вниз по течению реки пойма еще более расширяется, и в ее рельефе проявляются черты сегментно-островного строения. Высота намывных гряд на современной прирусловой отмели не превышает 3 м, а

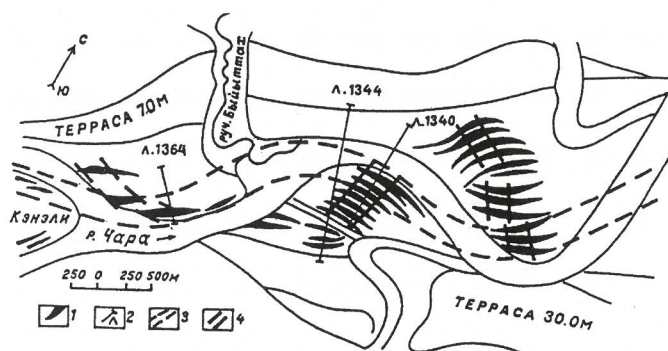


Рис. 2. Прогноз косового россыпеобразования золота на участке поймы р. Чара в районе устья руч. Быйытта:

1 — контуры намывных сегментов поймы; 2, 3 — разведочные линии и прогнозные контуры россыпеобразования (1964); 4 — прогнозные контуры

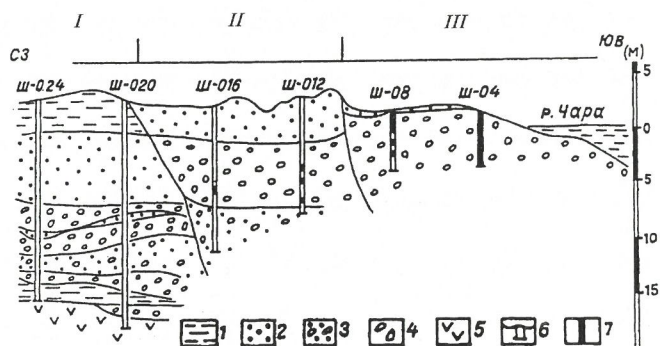


Рис. 3. Литологический разрез отложений р. Чара в пределах прируслового участка поймы выше устья руч. Быйытта (разв. линия 1364), 1964 г.:

I — сегмент-1, хвостовая часть; II — сегмент-2, средняя часть; III — сегмент-3, головная часть; 1 — супесь; 2 — песок; 3 — песок с галькой; 4 — галечник; 5 — породы коренного ложа долины (долериты); 6 — горные выработки (шурфы); 7 — интервалы опробования отложений с содержанием золота более 0,1 г/м³

содержания золота в слагающем их осадке почти в пять раз ниже таковых в районе устья руч. Быйытта. «Косовые» россыпи соответствуют здесь головным частям разрозненных и разнонаправленных групп (островов) пойменных сегментов, вмещающих сравнительно небольшой запас россыпного золота.

В связи с отсутствием соответствующей нормативной базы производства геологоразведочных работ площади косового россыпеобразования оцениваются по методике изучения аллювиальных россыпей пластового типа. Предложенные результаты теоретических, а затем и натурных исследований указывают на недопустимость такого подхода на всех стадиях изучения объекта.

Выражаем благодарность А.В.Коробицину за содействие в проведении научных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов А.А. Понятийная модель образования золотоносных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 73—77.
2. Иванов В.В., Матвеев Б.В., Чернов А.В. Особенности развития речных излучин при изменении условий руслоформирования // Геоморфология. 1988. № 3. С. 71—75.
3. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Тр. ГИН. СССР. 1951. Вып. 136. № 55.

УДК 549. 283

© З.С.Никифорова, 1999

Закономерности размещения эолового золота

З.С.НИКИФОРОВА

При изучении эолового золота Лено-Вилуйского, Анабаро-Оленекского междуречий и одной из россыпей Тиманского кряжа выявлен определенный набор типоморфных признаков, характерный для этого типа, независимо от региона [9, 10, 12, 16]. Эоловое золото можно условно подразделить на две группы. К первой относятся чешуйчатые формы золотин с валиком по периферии, а также тороидальные и шаровидные пустотелые формы, размером 0,1—0,25 мм. Ко второй группе относятся массивные золотины, размером более 0,25 мм. Они представлены дисковидными, пластинчатыми с валиком по периферии, комковидными формами со специфической пленочно-волокнистой поверхностью, характерной для эолового воздействия.

Анализ закономерностей распределения эолового золота позволил обнаружить, что оно характерно для всех платформенных областей и является «сквозным» металлом от протерозоя до кайнозоя. Чаше всего оно встречается в истоках рек, там где размываются базальные эоловые горизонты. Золотины первой группы, по сравнению с таковыми второй, имеют обширный ореол рассеяния, поскольку последние не обладают яркими эоловыми признаками, и зачастую их классифицируют как аллювиальное золото. Однако подобные формы золота, как правило, встречаются совместно с тороидальным и шаровидно-пустотелым золотом. Обнаружение эоловых золотин второй группы свидетельствует о поступлении металла с основной части эоловой россыпи. Тороидальные же и шаровидно-пустотелые золотины встречаются как в основной части россыпи, так и в хвостовой. В связи с этим они могут служить поисковым критерием для обнаружения эоловых россыпей золота. При этом следует подчеркнуть, что эоловое золото в гидродинамических условиях не сохраняет свои морфологические особенности, а приобретает уплощенные формы — чешуйки, пластинки. К тому же обнаружено, что процент встречаемости эолового золота в древних отложениях меньше, чем в кайнозойских. Это объясняется тем, что эоловое золото в древних отложениях претерпевает ряд изменений в результате воздействия на него литостатического давления вышележащих толщ, в связи с чем оно приобретает псевдорудный облик [11]. При этом происходит как бы «срастание» золо-

та с кварцем, ильменорутилом, цирконом и другими минералами вмещающих пород. Подобное золото обнаружено на Лено-Вилуйском междуречье в местах размыва укутутской свиты юрского возраста, на Анабаро-Оленекском междуречье в металлоносных конгломератах протерозойского, пермского, юрского и триасового возрастов, а также в древней россыпи Тиманского кряжа девонского возраста и в золотоносных конгломератах месторождения Витватерсранд [11]. Предыдущими исследователями подобное золото в этих регионах принималось за субрудный металл.

Дальнейшее изучение отечественной и зарубежной литературы позволило выявить, что подобные формы золота весьма широко распространены и обнаружены практически на всех платформах мира, в частности, на северо- и юго-востоке Сибирской, на Европейской, Северо-Американской, Южно-Американской, Африканской и Австралийской (рисунк).

Обширный ореол рассеяния тороидального и шаровидно-пустотелого золота впервые был обнаружен Ю.Н. Трушковым, Э.Д.Избековым [14] в аллювиальных отложениях Лено-Вилуйского междуречья на востоке Сибирской платформы. Совместное нахождение эолового золота и псевдорудного металла с реликтами эолового воздействия также отмечено в металлоносных конгломератах пермского, раннеюрского и мелового возраста.

На северо-востоке Сибирской платформы на Анабаро-Оленекском междуречье тороидальное и шаровидное пустотелое золото впервые обнаружено Б.Р. Шпунтом [17], затем А.Г. Александровым и другими [1] в пермских конгломератах Оленекского поднятия. Здесь наибольшие концентрации эолового золота приурочены к билирскому и буолколахскому блоковым выступам фундамента и встречаются обычно в истоках рек руслового аллювия. Наряду с эоловым золотом в древних металлоносных конгломератах обнаружено псевдорудное золото с реликтами эоловых признаков.

На юго-востоке Сибирской платформы впервые аналогичное золото зафиксировано Н.И.Анисимовым [2] в зоне сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем в осадочном комплексе ордовикского возраста. Л.А. Миняйло [6] об-

наружил подобное золото на севере Западно-Сибирской равнины в районе Сибирских Увалов в пляжевых отложениях бассейна р.Обь.

Аналогичные формы обнаружены на Восточно-Европейской платформе, в частности на Южном Урале Б.В.Рыжовым [13] и на Балтийском щите В.З.Негрусца [8]. Также эоловое золото изучено в металлонесных конгломератах девонского возраста одного из россыпных месторождений Тиманского кряжа [12]. Наряду с эоловым золотом встречаются золотины с 20—30 % псевдорудного облика с реликтами эолового воздействия. Местами псевдорудное золото преобладает над эоловым в количестве до 80%. В.А.Наумовым [7] описано подобное золото в отложениях бассейна р. Кама. Н.П.Лукияненко [5] выявил обширный ореол рассеяния эолового золота в флювиогляциальных отложениях кайнозойского возраста на территории Белоруссии, Украины, Прибалтики. В.Вуорелайнен [28] обнаружил такие же формы на территории Скандинавских стран, Г.Машера [24] выявил сферические формы в латеритной коре района Дарлинг во Французской Гвиане, а также на территории близ Шато-Гонтьер. Ж.Кломенски [22] описал шарики с «пустотками» в отложениях пермского и каменноугольного возрастов в местности Пекки, Чехословакия. Н. Туортелот [27] обнаружил подобные формы, размером 0,1 мм, в железистой шляпе месторождения о.Кипр.

На Северо-Американской платформе Л.Джусти [21] изучил сферические формы золота с «пустотками» в аллювиальных отложениях месторождения Альберта в Канаде, где шаровидные формы имеют размер 0,1—0,2 мм. Р.Дилябио [18] выявил шаровидно-пустотелое золото в тиллах флювиогляциального происхождения россыпного месторождения Абитиби, штат Онтарио. Размер золотинок 0,1 мм.

На Южно-Американской платформе шаровидное золото установлено Р.Дилябио [18] в россыпных месторождениях Боливии, Колумбии, Панама — на месторождении Каньо-Мечас. Золото имеет размер от 100 до 200 мкм.

П.Фрессине, Х.Зигерс, И.Тарди [20] исследовали тороидальное и шаровидное пустотелое золото на Африканской платформе, в частности на месторождении Кангаба, Мали.

У.Минтер [25] изучил аналогичное золото на знаменитом месторождении Витватерсранд, где наряду с типично эоловым золотом присутствуют золотины псевдорудного облика с реликтами эоловых признаков.

На Австралийской платформе шаровидные пустотелые золотины обнаружены в аллювиальных отложениях еще в 1929 г. Е.Данном [19]. Подобное золото обнаружено П.Лоуэнштайном [23] в аллювии р. Биару, Папуа-Новая Гвинея.

Самая первая находка, известная нам, была обнаружена К.И.Богдановичем [3] в 1919 г. в россыпном месторождении Оригон на севере Аляски около мыса Ном. Он обратил внимание, что золото имеет необычную «часто двояковогнутую с тупыми краями» форму, видимо, имелось в виду не что иное, как тороидальная форма золота.

Таким образом, эоловое золото независимо от региона характеризуется определенным набором признаков, имеет широкое распространение и встречается на всех платформах мира в отложениях от протерозоя до кайнозоя. Причем данное золото представляет не только минералогический интерес, но и образует высокие промышленные концентрации типа месторождения Витватерсранд. В связи с этим перспективно обнаружение эоловых россыпей золота и в других регионах мира.

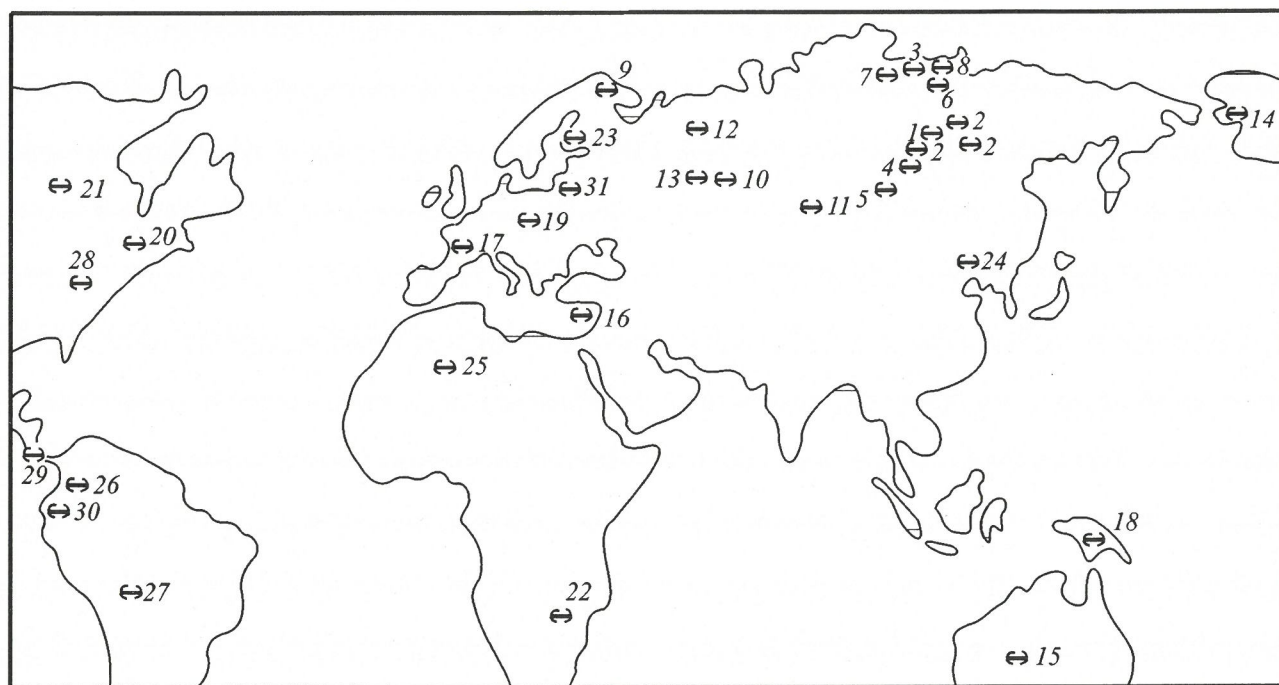


Схема распространения шаровидного пустотелого и тороидального золота в различных регионах земного шара, по литературным источникам:

1 — В.И. Тимофеев, 1965; 2 — [4]; 3 — [17]; 4 — [2]; 5 — А.П. Мордвин, 1972; 6 — И.В. Шаламов, 1987; 7 — И.М. Гончаров и др., 1987; 8 — [1]; 9 — [8]; 10 — [13]; 11 — [6]; 12 — А.А. Котов и др., 1987; 13 — [7]; 14 — [3]; 15 — [19]; 16 — [27]; 17 — [24]; 18 — [23]; 19 — [22]; 20 — [18]; 21 — L. Giusti, 1986; W.E.L. Minter et al., 1994; 22 — [26]; 23 — [28]; 24 — Zhaoxia Qiu, 1986; 25 — [20]; 26—30 — DiLabio et al., 1985; 31 — [5]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.Г., Мендель В.А. Комплексная золото-редкометалльная минерализация базальных палеозойских конгломератов окраины Сибирской платформы // VIII совещание по геол. россыпей. Киев, 1987. С. 118—120.
2. Анисимов Н.И., Тищенко Е.И., Тищенко М.Д. Дальность сноса и условия накопления золота в аллювиальных отложениях зоны сочленения Сибирской платформы с Байкальской горной областью // Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Якутск, 1975. С. 77—78.
3. Богданович К.И. Золото // Комисс. по изуч. естеств. произв. сил России. Петроград, 1919. Т. 4. Вып. 10.
4. Избеков Э.Д. Особенности россыпного золота Вилюйской синеклизы и прилегающих районов // Россыпи золота и их связи с коренными источниками в Якутии. Якутск, 1972. С. 178—199.
5. Лукьяненко Н.П., Колпаков В.В. Открытие россыпного золота в Белоруссии // Золото России. М., 1995. № 1—4. С. 35—40.
6. Миняйло Л.А. К вопросу о происхождении тороидальной формы россыпного золота (Урал и Западно-Сибирская равнина) // Тез.отд. ВМО. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Зап-Сиб. плиты и ее складчатого обрамления. 1980. С. 8—11.
7. Наумов В.А., Голдырев В.В. Морфология золота из современного аллювия Верхне-Камской впадины // Минер. Урала. Мат.3-го рег. сов. Миасс, 1998. Т. 11. С. 38—40.
8. Негруца В.З. Некоторые закономерности распределения и морфологические типы золота в докембрийских метатерригенных породах восточной части Балтийского щита // Докл.АН СССР. 1973. Т. 211. № 1. С. 197—200.
9. Никифорова З.С. Механизм образования и особенности размещения олового золота на Лено-Вилюйском междуречье: Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Улан-Удэ, 1991.
10. Никифорова З.С. Оловое золото северо-востока Сибирской платформы // Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания. М., 1997. С. 172.
11. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл.АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455—457.
12. Никифорова З.С., Филиппов В.Е., Цаплин А.Е. Оловое золото одного из россыпных месторождений Тиманского кряжа // Геол. рудных м-ний. 1991. Т. 33. № 2. С. 112—116.
13. Рыжов Б.В., Николаева Л.А., Будилин Ю.С., Ланцев И.П. Типоморфные особенности золота россыпей Северного Урала // Геология и разведка. 1977. № 5. С. 72—79.
14. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
15. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Преобразование частиц самородного золота в процессе олового воздействия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1229—1232.
16. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Проявление олового золотоносности на Лено-Вилюйском водоразделе // Минералогические аспекты металлогении Якутии и сопредельных территорий. Якутск, 1990. С. 66—75.
17. Шпунт Б.Р. Типоморфные особенности и генезис россыпного золота на севере Сибирской платформы // Геол. и геофиз. 1974. № 9. С. 77—78.
18. DiLabio R.N.W., Newsome J.W., McIvor D.F., Lomenstein P.L. The spherical form of gold: Man-made or secondary? // Econ. Geol. 1988. Vol. 83. P. 153—162.
19. Dunn E.J. Geology of gold // London, Charles Griffin. 1929.
20. Freyssinet Ph., Zeegers H., Tardy Y. Morphology and geochemistry of gold grains in lateritic profiles of gold southern Mali // Jour. Of Geoch. Explor. 1988. Vol. 32. P. 17—31.
21. Giusti L. The morphology, mineralogy and behaviour of «fine-grained» gold from placer deposits of Alberta: Sampling and implications for mineral exploration // Canadian Jour. Eart Sci. 1986. Vol. 23. P. 1662—1672.
22. Klominsky J., Jiranek J., Malec J. Et al. Gold in the continental permo-carboniferous of the Bohemian Massif // Sbornik Geol. Ved. 1983. Vol. 25. P. 111—186.
23. Lowenstein P.L. Economic geology of the Morobe gold field, Popua New Guinea // New Guinea Geol. Survey. 1982. Mem. 9.
24. Machairas G. Contribution a l'etude mineralogique metallogenique de l'or // Bur. Recherches Geol. Min. Bull. 1970. Sec 11. No. 3.
25. Minter W.E.L., Goedhart M., Knight J. Frimmel H.E. Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal reef: Evidence for their detrital origin // Econ. Geol. 1993. 88. No 2. P. 237—248.
26. Oberthuer T., Saagger R. Silver and mercury in gold particles from the Proterozoic Witwatersrand placer deposits of Souts Africa: Metallogenic and geochemical implication // Econ. Geol. 1986. Vol. 81. P. 20—31.
27. Tourtelot N.A. Gold content of native sulfur from Cyprus // U.S. Geol. Survey Circ. 1969. Vol. 622.
28. Vuorelainen Y., Tomroos R. Man-made Pt-PtAs₂ spherules after sperrylite from alluvial deposits in Finnish Lapland // Canadian Mineralogist. 1986. Vol. 24. P. 523—528.

УДК 549.313.2 (571.56)

© Г.Н.Гамянин, Ю.Я.Жданов, 1999

Типоморфизм антимонита в рудноформационном анализе

Г.Н.ГАМЯНИН, Ю.Я.ЖДАНОВ

Антимонит в количестве первых, а нередко и более процентов присутствует в месторождениях многих рудных формаций Верхояно-Колымской складчатой области, что выгодно отличает его от других рудных минералов, количество которых в малосульфидных месторождениях суммарно не превышает 2 %. Кроме того, антимонит вследствие образования на его поверхности трудно растворимых оксидов и гидроксидов сурьмы достаточно устойчив в зоне окисления. Изучение антимонита из месторождений различной формационной принадлежности свидетельствует о возможности использования его типоморфных признаков в рудноформационном анализе при металлогенических и прогнозных построениях.

По образному выражению Н.В.Петровской, антимонит относится к «хвостам» рудного процесса, являясь одним из наиболее поздних минералов. Поэтому в классификационных построениях при рудноформационном анализе месторождений антимонит либо не учитывается вовсе, либо содержащие его месторождения выделяются в самостоятельный антимонитовый тип. Лишь с открытием в 60-е годы в Якутии промышленно важных объектов, содержащих золото и сурьму, была выделена самостоятельная золото-антимонитовая формация. Но в отличие

от данного мнения, Л.Н.Индолевым [4] и Г.Н.Гамяниным [2] был показан полиформационный характер данного оруденения. Тем не менее, он не решал в целом вопроса о месте и генетических связях золота и антимонита или других минералов в рудных месторождениях Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). В.И.Бергер [1], классифицируя сурьмяное оруденение в целом, выделяет для Северо-Востока России две основные сурьмяные формации: золото-антимонитовую березитовую и антимонитовую аргиллизитовую. К первой им отнесены все известные золото-сурьмяные месторождения Верхояно-Колымской складчатой области (Сарылах, Сентачан, Кинясь, Малтан и т.д.), ко второй — золото-серебряные с антимонитом. При этом, по В.И.Бергеру, для золото-антимонитовой формации характерен окolorудный метасоматоз березитового типа и связь их с внешней серицит-хлорит-карбонатной фацией зонального метаморфизма регионально-контактового или регионально-плутонического типа. Им выделен также латеральный ряд центробежных рудных формаций относительно гранитоидных батолитов — от золото-редкометалльной через золото-кварцевую малосульфидную до золото-антимонитовой.

По нашим представлениям, существуют два типа антимонита. Первый — как закономерное явление эволюционного развития рудообразующего процесса и последовательной смены минеральных ассоциаций. В этом случае в любых рудных формациях он будет присутствовать в качестве «хвостов» рудного процесса. Второй — как металлогенически самостоятельный этап сурьмяного оруденения. Здесь он может формировать как собственные месторождения чистой формационной линии, типа месторождения Зеленый Гай, так и «гибридные» (полиформационные) месторождения линии скрещения. Совмещение может происходить в благоприятной геологоструктурной обстановке со всеми предшествующими ему рудными формациями.

Исходя из этого, антимонит первого типа встречается в моноформационных золото-кварцевых, золото-серебряных, серебро-сурьмяных, сурьмяных, касситерит-сульфидных и серебро-полиметаллических месторождениях, а второго типа — в полиформационных золото-сурьмяных месторождениях.

Распространенность. В золото-кварцевых, золото-серебряных и оловорудных месторождениях антимонит встречается не всегда, но в месторождениях с меньшим эрозионным срезом значительно чаще. Особенно это характерно для месторождений золото-серебряной формации. Его содержание варьирует от долей процента до 10% в локальных участках рудных тел. В полиформационных золото-сурьмяных месторождениях антимонит формирует массивные линзовидные залежи различной протяженности, переходящие в участках выклинивания в гнездовые, гнездово-вкрапленные и вкрапленные руды, и по объему равнозначен ассоциациям раннего этапа, а иногда и превосходит их.

Положение в рудных телах и взаимоотношения с минералами. В моноформационных золото- и олово-

1. Среднее содержание элементов-примесей в антимоните, г/т

Элемент	Формация				
	Au-Sb	Au	Sb	Ag-Sb	Sn
As	88 (3,1)	113 (5,6)	171 (8,0)	778 (5,6)	122 (2,7)
Pb	77 (8,9)	1237 (4,4)	778 (4,4)	1599 (3,1)	99 (6,1)
Sn	3,2 (1,4)	4,0 (1,7)	3,8 (2,2)	4,2 (1,3)	44 (3,8)
Bi	2,5 (2,0)	4,0 (2,3)	2,2 (1,7)	1,4 (2,2)	2,0 (1,0)
Cu	66 (6,5)	419 (5,0)	329 (2,3)	938 (6,3)	120 (2,1)
Ag	0,52 (3,4)	1,94 (3,4)	0,8 (2,5)	431 (14,9)	—
Au	2,49 (5,6)	0,49 (6,3)	—	0,81 (14,9)	—
Zn	8,1 (3,5)	—	—	—	—
Co	6,3 (1,9)	8,2 (2,2)	9,2 (2,3)	13 (2,7)	—
Ni	8,3 (2,4)	8,5 (2,2)	6,8 (2,6)	17 (2,3)	6,3 (1,4)
n	235	35	20	15	6

Примечание: формации: Au-Sb — золото-сурьмяная, Au — золото-кварцевая, Sb — антимонитовая, Ag-Sb — серебро-сурьмяная, Sn — олово-сульфидная; для элементов даны среднегеометрические значения и стандартный множитель (в скобках); пробел — не обнаружено; n — число анализов.

рудных месторождениях антимонит занимает, как правило, интерстициальное положение между агрегатами ранних минералов, преимущественно, кварца. В последнем нередко отмечаются его гнездообразные или линзовидно-ветвистые скопления, сложенные крупнозернистыми, нередко лучистыми или сноповидными агрегатами антимонита. В пустотках встречаются удлиненно-призматические и прихотливо изогнутые кристаллы, особенно часто наблюдаемые в серебро-сурьмяных месторождениях. Кроме того, в последних антимонит образует в кварце тонкую, иногда типа пылевидной, вкрапленность игольчатых зерен, при высокой насыщенности которых (10—15%) криптозернистые агрегаты кварца приобретают темно-серый или черный цвет. В месторождениях золото-кварцевой формации отмечаются не только просечковидные обособления анти-

2. Отличительные признаки антимонита различной формационной принадлежности

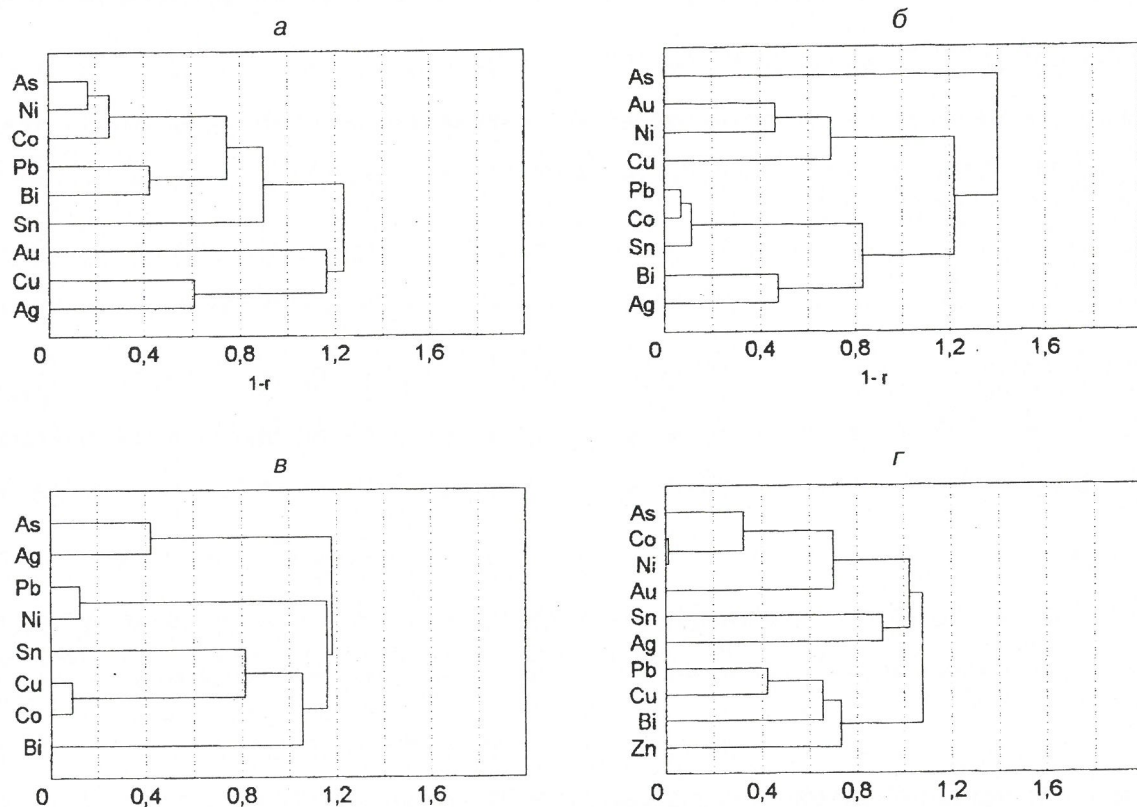
Признак	Формация			
	Золото-кварцевая	Серебро-сурьмяная	Золото-сурьмяная полигенная	Олово-сульфидная
Содержание, %	5	3	15	5
Распределение	Гнездовое; вкрапленное	Вкрапленное; гнездовое	Массивные линзовидные залежи, прожилково-вкрапленное	Гнездовое; вкрапленное
Зернистость	Резко изменчивая	Тонкоигольчатые вrostки; микрокристаллы в пустотах, метаколлоидные образования	Обычно сочетание среднезернистых и «чугунных» динамометаморфизованных агрегатов	Сростки крупнозернистых, лентовидных агрегатов
Взаимоотношения с минералами	Слабокоррозионное, после сульфоантимонитового парагенезиса	Некоррозионное; характерен парагенезис с вальпентитом и самородной сурьмой; обычны структуры разложения бертьерита на антимонит с марказитом	Резко коррозионные с явлениями псевдоморфного замещения; реакционные минералы золота — ауристобит, аурантимонаты; новообразования стибнопирита, ульманнита	Слабокоррозионное, после сульфоантимонитов и анкерита
Антимонитизация метасоматитов	Отсутствует	Очень слабая	Характерно замещение породообразующих минералов, метакристаллов пирита, арсенопирита и полиминеральных «рубашек» на них	Отсутствует
Элементно-примесный состав	Богат по спектру и количеству рудогенных элементов; ведущая примесь — свинец более 1000 г/т	Беден по качественному составу; ведущая примесь — серебро более 100 г/т	Непостоянство и широкие вариации элементно-примесного состава; повышенная золотистость среднезернистых и особенно «чугунных» разновидностей антимонита	Широкий спектр элементов-примесей при ведущей роли олова более 100 г/т
Ag · Pb	2403	690 062	41	989
Особенности парагенного кварца	Молочно-белый, разнозернистый; двухпиковая кривая естественной термолуминесценции (ЕТЛ), $I_1 > I_2$	Криптозернистый, халцедоновидный, сферолитовый; однопиковая кривая ЕТЛ; содержание лития 200 г/т; $V_{3.я.}$ 11,3 нм	Хрусталеvidный, рисовидного облика; высокая интенсивность (>300) однопиковой кривой ЕТЛ; содержание Li_2O 100 г/т; $V_{3.я.}$ 11,3 нм	Крупнозернистый серый до водяно-прозрачного, двухпиковая ЕТЛ, $I_1 < I_2$

монита, но и самостоятельные кварц-антимонитовые жилы, секущие более ранние золоторудные тела с арсенопиритом, галенитом, сульфoантимонитами (Хаптагай-Хая, Тунгусское). Являясь наиболее поздним минералом рудных тел, антимонит по отношению к предшествующим минералам проявляет явное коррозионное воздействие. Наиболее ярко это выражено по отношению к кварцу и арсенопириту. С тетраэдритом, халькостибитом, джемсонитом (Утинское, Имтачан, Неждановское) он имеет ровные границы срастания, свидетельствующие о близком времени их образования. В серебро-сурьмяных месторождениях аналогичны его взаимоотношения с фрейбергитом, пираргиритом, бертьеритом (Дичек, Кавказ, Нексикан). Причем бертьерит здесь нередко разлагается на своеобразные мелкозернистые агрегаты антимонита с закономерным расположенным в нем зонально-почковидным марказитом. Здесь же встречается типоморфная парагенетическая ассоциация минералов сурьмы — антимонита, валентинита и самородной сурьмы [3], свидетельствующая об их кристаллизации в близповерхностных условиях.

В полиформационных месторождениях взаимоотношения антимонита с ранними минералами настолько резко коррозионные, что даже при заполнении друзовых пустот в раннем кварце кристаллы последнего псевдоморфно замещаются антимонитом, чего не отмечается в моноформационных месторождениях. Кроме того, при травлении КОН сплошных антимонитовых агрегатов на фоне простого полисинтетического двойникования обнаруживается иногда пльчатое и зонально-почковидное строение данного агрегата. Мы трактуем это как возможность коллоидного рудоотложения антимонита в условиях малых глубин.

Состав антимонита. Как показывают микрозон-

довые анализы, состав антимонита изменяется незначительно, что позволяет считать его стехиометрическим минералом. Не замечено существенных различий в составе антимонита, как принадлежащего к разным формациям, так и в вертикальном диапазоне конкретных месторождений. Более информативен примесный состав антимонита (табл. 1). Несмотря на общность качественного набора примесей, содержания элементов в антимонитах месторождений разных формаций неодинаковы. Наиболее богат примесями антимонит золото-кварцевой малосульфидной и серебро-сурьмяной формаций. В обеих формациях ведущая роль принадлежит свинцу и мышьяку. Антимонит месторождений золото-серебряной формации, кроме того, резко выделяется высокой сереброносностью (более 100 г/т), а олово-сульфидных месторождений — оловоносностью. Для антимонита полиформационных месторождений свойственны широкие вариации содержаний рудных элементов, в т.ч. и золота, что обусловлено его коррозионным воздействием и аккумуляцией тех компонентов, минералы которых антимонит замещает. Дендрограммы корреляционной связи элементов в антимонитах разных формаций (рисунок) наглядно иллюстрируют их различие. Например, для антимонита месторождений золото-кварцевой формации характерны связи, отражающие примеси арсенопирита и золота, включенных в антимонит, тогда как в золото-сурьмяных месторождениях отчетливо обособляется группа элементов (Pb, Cu, Zn), характерная для ранней полиметаллической ассоциации. В антимоните месторождений серебро-сурьмяной формации отмечается тесная связь золота с элементами, входящими в состав арсенопирита и блеклой руды, являющихся минералами-концентраторами золота. Достаточно индикаторно для антимонита произведение кон-



Дендрограммы корреляционных связей между элементами-примесями в антимоните из месторождений разных формаций:

а — золото-кварцевая; б — серебро-сурьмяная; в — антимонитовая; г — золото-сурьмяная

центраций парагенных геохимических ассоциаций элементов и, в частности, Ag-Pb, существенно различающиеся для каждой рудной формации (табл. 2).

Суммируя вышесказанное, можно считать, что антимонит по целому ряду типоморфных признаков является индикаторным для рассматриваемых рудных формаций. Это дает возможность уверенной разбраковки по антимониту рудопроявлений неясной формационной принадлежности, что имеет существенное значение при металлогеническом анализе, поисково-оценочных и прогнозных работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. — Л.: Наука, 1978.
2. Гамянин Г.Н. Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии // Вопросы рудоносности Якутии. Якутск, 1974. С. 5—34.
3. Гамянин Г.Н. Первая находка самородной сурьмы в северо-восточной Якутии // Минерал. эндогенных м-ий Якутии. Норильск, 1974. С. 125—133.
4. Индолев Л.Н. Золото-антимонитовая формация // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М., 1975. С. 154—177.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 56(116.2): (571.56)

© В.Г.Князев, А.В.Прокопьев, 1999

Биогеографическое районирование тоарских Бореальных бассейнов

В.Г.КНЯЗЕВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ

Согласно глобальным палеотектоническим реконструкциям [3, 5, 7, 13], в тоарском веке между Сибирью и Северной Америкой существовал бассейн, раскрывавшийся в Палеотихий океан. В его пределах обособились два бассейна — Оймяконский, разделяющий Северо-Азиатский и Северо-Американский кратоны, и Южно-Анжуйский, существовавший вдоль северо-западной окраины Северной Америки. Они разделялись Омуревским и Оломонским террейнами. Террейны Чукотский и Арктической Аляски входили в состав Северо-Американского кратона и были покрыты мелководными морями, как Омуревский и Оломонский террейны. К северу (здесь и далее в палеокоординатах) от Оймяконского бассейна располагалась Верхоянская пассивная окраина Сибирского континента, а на востоке — шельфовые моря Северной Европы, Западной Сибири, Северо-Восточной Гренландии и Канадского архипелага. Узкий Гренландский пролив связывал шельфовые мелководные моря востока Оймяконского бассейна и северо-западную окраину Тетиса [7, 13]. На западе Оймяконский бассейн соединялся системой окраинных мелководных морей Охотского и Оломонского террейнов с Монголо-Охотским бассейном [3].

Предлагаемая схема биогеографического районирования тоарских бассейнов основана на закономерностях географического распределения видовых таксонов семейства Dactylioceratidae и подсемейства Нагросератинае, проведенных для всех фаз тоарского века.

Фаза *Dactylioceras tenuicostatum* (рисунок, А). На рубеже плинсбаха и тоара акватории Бореальной области заселили космополитные роды семейств Dactylioceratidae и Hildoceratidae, сменившие типично бореальные Amaltheidae. К ним относится массовое появление «тонкорестристых дактилиоцерасов», обособленных в самостоятельный подрод *Orthodactylites*, представленных *D.semicellatum* (Simps.), (Ds), *D. tenuicostatum* (Y. et B.), (Dt), *D. directum* Buckm., (Dd), *D.crassifactum* (Simps.), (Dc), *D. groenlandicum* (Spath.), (Dg), *D. annuliferum* (Simps.), (Da), которые составляли около 50% общего числа видов зоны *tenuicostatum* в Западной Европе [9, 14, 17]. За пределами Западной Европы они распространены в Восточной Гренландии [16], Арктической и Запад-

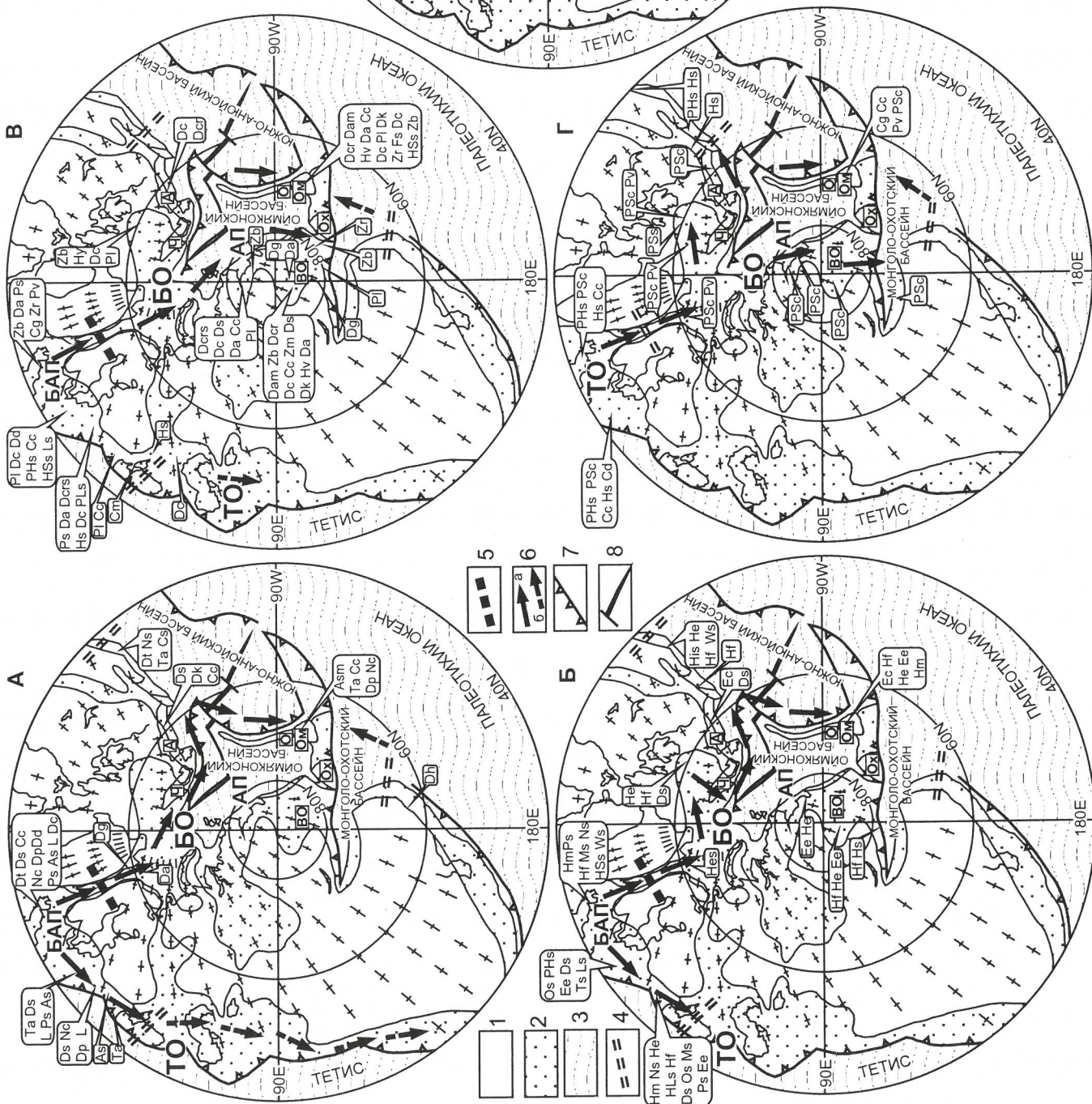
ной Канаде [11, 12], западных районах США и Японии [1], на Шпицбергене [10] и Аляске [15].

Учитывая отсутствие «тонкорестристых дактилиоцерасов» в южном Средиземноморье, а также в Аравии и Пакистане, где в это время преобладали экзотические виды рода *Bouleiceras* [1], можно предполагать миграцию *Orthodactylites* из Западной Европы в Северную Америку через Гренландский пролив. Одновременно с *Orthodactylites*, в морях Западной Европы появились редкие *D. pseudocommune* Fucini, (Dp), *Coeloceras crosbeyi* (Simps.), (Cc), *Nodicoeloceras catinus* Fischer, (Nc) [9, 17]. На Оломонском террейне они отмечены в низах тоарского аруса. Находки *C. crosbeyi* (Simps.) установлены в позднеплинсбахских отложениях Дальнего Востока России. Единичные находки этого вида приурочены к основанию тоара Северной Аляски и западных районов США [15, 18].

Вместе с раннетоарскими дактилиоцератидами в бореальных акваториях присутствуют многочисленные *Tiltoniceras antiquum* (Wright), (Ta) и единичные *Protogrammoceras* spp., (Ps) [14]. Географический ареал этого рода представлен двумя разобщенными и сильно удаленными местонахождениями. Первое охватывает территорию Западной Европы, Карпаты, Балканы и Северный Кавказ [14], а второе находится на Оломонском террейне [2]. Отдельные находки этого вида указываются из позднеплинсбахских и раннетоарских отложений Канады и США [18].

Анализ географического распространения видов семейства Dactylioceratidae и подсемейства Нагросератинае в начале раннего тоара подтвердил существование двух биогеографических областей, установленных для позднего плинсбаха [1, 2] — Тетической и Бореальной. Для последней характерно возникновение новой филогенетической линии бореальных харпоцератин (род *Tiltoniceras*), получивших широкое развитие в последующие фазы.

В составе Бореальной области обособились две провинции. Бореально-Атлантическая включает шельфовые моря Западной Европы (северо-западная окраина океана Тетис), в которых обитали многочисленные «тонкорестристые дактилиоцерасы», редкие *D. pseudocommune* Fucini, *C. crosbeyi* (Simps.), *N. catinus* Fischer. Среди харпоцератин преобладали многочисленные *T. antiquum* (Wright) и редкие *Proto-*



grammoceras spp. Отличительная особенность провинции — присутствие отдельных видов родов *Lytoceras*, (L), *Phylloceras* и *Arietoceras*, число которых резко возрастает в южном направлении.

Установлено, что отдельные виды тетических дактилиоцерасов присутствуют в основании тоара Бореально-Атлантической провинции [14]. К числу проходящих видов относятся *C. crosbeyi* (Simps.), который широко представлен в плинсбахских отложениях Средиземноморья, а также в зоне *tenuicostatum* Бореально-Атлантической провинции. Особо следует отметить появление в начале раннего тоара в акваториях Бореально-Атлантической провинции *N. catinus* Fischer, не известного в Южном Средиземноморье.

Типичным представителем Бореально-Атлантической провинции является *T. antiquum* (Wright), южная граница распространения которого в Европе проходит по линии Южная Франция — Северные Альпы — Балканы — Карпаты — Северный Кавказ. Эта граница и совмещается нами с границей Бореальной и Тетической областей в данном регионе.

Арктическая провинция охватывала Сибирь, северные районы Америки и Канады, Гренландию, Шпицберген и острова Канадского Арктического архипелага (периферия Оймяконского бассейна). В составе провинции рассматривается ранее самостоятельная Бореально-Тихоокеанская провинция (восточная окраина Южно-Анжуйского бассейна), аммонитовая фауна которой представлена видами, общими с сибирскими (за исключением редких *Orthodactylites*). Аммонитовая фауна Арктической провинции заметно беднее по таксономическому составу по сравнению с таковой Бореально-Атлантической. На Омолонском террейне присутствует эндемичный род *Arctomercaticeras* Repin, (As).

Предполагается, что основной путь миграции аммонитов из Бореально-Атлантической провинции в Арктическую проходил через Гренландский пролив и далее вдоль побережья Северной Америки (восточная окраина Оймяконского бассейна) на Арктическую Аляску, возможно, достигая Южно-Анжуйского бассейна и Омолонского террейна. Южный путь миграции аммонитов проходил из эпиконтинентальных морей Бореально-Атлантической провинции в Тетическую область.

Фаза *Harpoceras falciferum* (см. рисунок, Б) характеризовалась максимальной нивелировкой абиотических условий во всех акваториях Бореальной области, что подтверждается сходным видовым составом аммонитов подсемейства *Harposeratinae* и семейства *Dactylioceratidae*.

В Северо-Западной и Центральной Европе граница Бореальной и Тетической областей совпадает с южной границей распространения *Eleganticeras elegantulum* (Y. et B.), (Ee), *E. spp.*, *Harpoceras exaratum*

(Y. et B.), (He), *H. falciferum* (Sow.), (Hf), *H. serotinum* (How.), (Hs), *H. esseri* (Simps.), (Hes), *H. mulgraviatum* (Y. et B.), (Hm), *Hildoceratoides* spp., (HSs), *Ovaticeras* spp., (Os), *Whitbyceras* spp., (Ws), *Polyplectus* spp., (Ps), ? *Monestieria* spp., (Ms), *Dactylioceras* spp., *Nodicoeloceras crassoides* (Simps.), (Ns), *Phylloceras* spp., *Lytoceras* spp., (Ls), *Trachylioceras* sp., (Ts), *Pachylioceras* sp., (PHs) [1,9,17].

На севере азиатской части России преобладали *E. elegantulum* (Y. et B.), *H. exaratum* (Y. et B.), *H. falciferum* (Sow.) [2]. В акваториях морей Арктической Канады и Аляски встречены немногочисленные *E. connexivum* A. Dagus, (Ec), *H. aff. exaratum* (Y. et B.), *H. cf. falciferum* (Sow.), (HLs), *Hildaites* sp. ind. и «тонкоробристые дактилиоцерасы» [11,15]. В провинциях Альберта и Британская Колумбия в «Toarcian paper shales» отмечаются *H. exaratum* (Y. et B.), *H. falciferum* (Sow.), *Hildaites* spp., *Whitbyceras*? sp. ind. [12].

Анализ географического распространения основных видов и родов семейств *Dactylioceratidae* и *Hildoceratidae* подтверждает существование двух провинций: 1) Бореально-Атлантической, которая охватывает территорию Западной Европы, а также Северные Альпы, Карпаты, Балканы и Северный Кавказ, где обитали многочисленные виды хильдоцератид, редкие дактилиоцерасы и нодицелцерасы. Здесь также присутствуют единичные литоцератиды и филлоцератиды; 2) Арктической, включающей Баренцевоморский шельф, морское мелководье в районе Шпицбергена и Земли Франца Иосифа, северную окраину Западной Сибири, Среднюю Сибирь, Северо-Восток России, а также Аляску, Арктическую Канаду (Оймяконский бассейн и северо-восточная окраина Южно-Анжуйского бассейна). Эти акватории заселялись в основном харпоцератинами и редкими «тонкоробристыми дактилиоцерасами», причем последние отмечаются лишь в Арктической Канаде и на Аляске. Видовой состав харпоцератин весьма выдержан во всех акваториях Арктической провинции, однако наиболее представительные видовые выборки отмечаются на Омолонском террейне.

Путь миграции аммонитовой фауны был таким же, как и в предыдущей фазе, однако отличался более глубоким проникновением на север Оймяконского бассейна и в Монголо-Охотский бассейн.

Фаза *Hildoceras bifrons* (см. рисунок, В) характеризовалась как сближением таксономического состава аммонитовой фауны бореальных бассейнов Европы и Тетической области, так и постепенным обособлением арктических бассейнов. Состав аммонитов Бореально-Атлантической провинции стал значительно богаче за счет появления в окраинных морях Западной Европы большого числа тетических родов — *Lytoceras*, (Ls), *Frechiella*, *Hildoceras*, *Mercaticeras*, *Peronoceras* и др., которые ассоциируются здесь с многочисленными *Hildoceras bifrons* (Brug.), (Hs), *D. commune* (Sow.), (Dc), *D. crassifactum* (Simps.), (Dcr), *D. crassiusculosum* (Buck), (Dcrs), *D. delicatum* (Buck), (Dd), *Z. braunianus* (Orb.), (Zb), *Z. spp.*, *Catacoeloceras crassum* (Y. et B.), (Cc), *Pseudolioceras lythense* (Y. et B.), (PSl), *Porpoceras vortex* (Simps.), (Pv), *Collina gemma* Bonarelli, (Cg) [1, 8, 9, 17].

Для окраинных морей Оймяконского бассейна характерен довольно выдержанный состав аммонитов, представленный *D. commune*, (Sow.), *D. crassifactum* (Simps.), *D. kanense* Mc Learn, (Dk), *D. amplum* A. Dagus, (Dam), *D. suntarense* Krimhl., (Ds), *D. gracile*

Схема биогеографического районирования Бореальной области:

А — фаза *Dactylioceras tenuicostatum*, Б — фаза *Harpoceras falciferum*, В — фаза *Hildoceras bifrons*, Г — фаза *Naugia variabilis*, Д — фазы *thouarsense* — *levesquei*; 1 — суша; 2 — мелководные моря; 3 — глубоководные бассейны; 4 — границы областей; 5 — границы провинций; 6 — пути миграции аммонитов; 7 — зоны субдукции; 8 — зоны спрединга; БО — Бореальная область, ТО — Тетическая область, БАП — Бореально-Атлантическая провинция; АП — Арктическая провинция; террейны: Ч — Чукотский, А — Арктическая Аляска, О — Омелеский, Ом — Омолонский, Ох — Охотский; ВО — Верхоянская пассивная континентальная окраина; таксоны: начальная буква — род, прописная — вид

(Simps.), (Dg), *Z. braunianus* (Orb.), *Z. rotundiventer* Buckm., (Zr), *Z. pseudobraunianus* (Monest.), *Z. monestieri* (Krimh.), (Zm), *H. viluense* (Krimhl.), (Hv), *Ps. lythense* (Y. et B.). На Омолонском террейне, наряду с перечисленными видами, присутствуют многочисленные *Hildoceratoides* spp., (HSs) и единственный экземпляр *Frechiella tokurensis* Repin, (Fs) [6].

Таким образом, в фазу bifrons продолжали существовать две провинции — Бореально-Атлантическая и Арктическая. Для первой характерен смешанный состав аммонитов, представленный как тетическими, так и бореальными элементами, и поэтому в зональный момент bifrons она может с равным успехом относиться как к Тетической, так и к Бореальной областям. Однако, учитывая предыдущую историю развития Бореально-Атлантической провинции, а также доминирование бореальных элементов, мы считаем целесообразным отнесение данной акватории к Бореальной области.

Арктическая провинция характеризовалась значительно более обедненным таксономическим составом аммонитов семейств Dactylioceratidae и Hildoceratidae по сравнению с таковым Бореально-Атлантической провинции. Видовой состав аммонитов хорошо выдержан в пределах всей Арктической провинции, а различия между фаунами разных районов, как правило, сводятся к разному количеству особей отдельных видов. Следует отметить, что наибольшее видовое многообразие отмечается на Омолонском террейне, что, возможно, свидетельствует о возникновении здесь нового центра видообразования родов Dactylioceras, Zugodactylites и Pseudolioceras или о специфике фаций для сохранения аммонитов.

Характерная особенность этой фазы в Арктической провинции — обеднение таксономического состава аммонитов, что может быть связано с нарушениями путей миграции аммонитов из Бореально-Атлантической провинции вследствие начавшейся в конце фазы регрессии и периодического обмеления Гренландского пролива, хотя отдельные экземпляры типично тетических видов [6] могли проникать до западной периферии Оймяконского бассейна. С другой стороны, могло происходить и перемещение видов как с запада на восток от Омолонского террейна вдоль северной окраины Южно-Аньюского бассейна в район террейна Арктическая Аляска, так и на запад от Омолонского террейна в Монголо-Охотский бассейн.

В фазу *Naugia variabilis* (см. рисунок, Г) усилились таксономические различия между аммонитовыми фаунами Бореально-Атлантической и Арктической провинций. Моря Северо-Западной и Центральной Европы заселялись многочисленными представителями типично тетических родов семейства Hildoceratidae и подсемейства Phymatoceratinae, некоторые из них присутствуют в Южной Аляске и Западной Канаде [11, 12, 15]. Наряду с типично тетическими аммонитами здесь многочисленны *Pseudolioceras compactile* (Simps.), (PSc), *P. spp.*, (PHs), *Porpoceras vortex* (Simps.), (Pv), *Naugia* spp., (Hs), *Collina gemma* Bonarelli, (Cg), *Catacoeloceras confectum* Buckman, (Cc) [9, 17]. Этот комплекс аммонитов присутствует также в Восточной Гренландии, на Шпицбергене, в Арктической Канаде и Северной Аляске [10—12, 15, 16].

На Северо-Востоке России находки дактилиоцератид ограничены Омолонским террейном, тогда как *Ps. compactile* (Simps.) широко распространен в пределах всей Арктической провинции [4]. Такое распро-

странение дактилиоцератид обусловлено предполагаемыми путями миграции из окраинных морей северо-западной части Тетиса и далее через Гренландский пролив в Оймяконский и Южно-Аньюский бассейны, достигая Верхоянской пассивной континентальной окраины и Монголо-Охотского бассейна. Не исключено, что их проникновение в моря Средней Сибири происходило вблизи береговой линии мелководного Западно-Сибирского залива. Миграция дактилиоцератид от Омолонского террейна в сторону Сибири могла происходить вдоль мелководных морей восточной периферии Оймяконского бассейна. *Ps. compactile* (Simps.) повсеместно представлен в пределах Бореальной области и своим происхождением обязан космополитному виду *Ps. lythense* (Y. et B.). Сходный географический ареал этих видов свидетельствует о незначительном изменении палеогеографической обстановки в акваториях Бореальной области в начале позднего тоара по сравнению с поздней фазой раннего тоара.

Таким образом, продолжали существовать две провинции: 1) Бореально-Атлантическая, охватывающая территорию Западной Европы, где наряду с типично бореальными *Ps. compactile* (Simps.) и последними целоцератинами обитали роды подсемейства Phymatoceratinae, характерные как для окраинных морей северо-запада океана Тетис, так и для западной части Тетической области [2]; 2) Арктическая, включающая акватории Оймяконского и Южно-Аньюского бассейнов, в которых доминировал род *Pseudolioceras*, сопровождаемый последними представителями подсемейства Coeloceratinae.

Фаза Grammoceras thouarsense — Dumortieria levesquei (см. рисунок, Д). В конце позднего тоара окончательно сnivelировались таксономические различия между аммонитовыми фаунами Европы и прилегающих акваторий Тетической области, в которых стали доминировать представители семейств Hildoceratidae и Hammatoceratidae (роды *Grammoceras*, (Gs), *Dumortieria*, (Ds), *Phlyseogrammoceras*, (PHs), *Pseudogrammoceras*, (Ps), *Pleydellia*, (PLs), *Phymatoceras*, *Naugia*, *Hammatoceras* и др.). Поэтому акватории мелководных морей Европы, ранее относимые к Бореальной области, в конце позднего тоара были отнесены к Тетической [2]. Бореальная область охватывала лишь акваторию Оймяконского, Южно-Аньюского и, возможно, Монголо-Охотского бассейнов.

В акваториях Бореальной области обитал род *Pseudolioceras*, представленный видами *Ps. wuerthenbergi* (Denckm.), (PSw) и *Ps. falcodiscus* (Quenst.), (PSf), географический ареал которых примерно совпадал и охватывал территорию от Западной Европы на западе и до Северной Аляски на востоке [1, 10—12, 15, 16]. Это позволяет предполагать, что и в конце тоарского века продолжала существовать связь между северо-западной окраиной океана Тетис и Палеопацификой, сохраняя, вероятно, общее для тоара направление миграции аммонитовой биоты.

Таким образом, в конце позднего тоара Бореально-Атлантическая провинция вошла в состав Тетической области. Выделение биохорий второго порядка в пределах Бореальной области не представляется возможным.

Предполагается, что на протяжении всего тоарского века основной путь миграции аммонитов из Бореально-Атлантической провинции в Арктическую проходил через Гренландский пролив и далее вдоль побережья Северной Америки (восточная ок-

района Оймяконского бассейна) на Арктическую Аляску, достигая Южно-Анжуйского и Монголо-Охотского бассейнов. Южный путь миграции аммонитов, возможно, проходил из эпиконтинентальных морей Бореально-Атлантической провинции в Тетическую область. Это может свидетельствовать об устойчивом направлении палеотечений в тоарское время из северо-западного Тетиса как в Арктическую провинцию и, вероятно, вдоль северного побережья Тетиса в восточном направлении.

Работа выполнена в рамках проектов: ФЦП «Интеграция» (№18.1), «Университеты России — фундаментальные исследования» (№1727), РФФИ-Арктика (98-05-03873), РФФИ-Арктика (98-05-03920).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аркелл В. Юрские отложения земного шара. — М.: Мир, 1961.
2. Дагис А.А. Палеобиогеографическое районирование позднего плинсбаха и тоара по аммонитам // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск, 1974. С. 22—33.
3. Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. — М.: Недра, 1990.
4. Князев В.Г. Тоарские Нагросератины севера Азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск, 1991. С. 29—43.
5. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 32—43.
6. Репин Ю.С. О присутствии *Frechiella* (Ammonoidea) в тоаре Северо-Востока СССР // Палеонтологический журнал. 1992. № 4. С. 116—120.
7. Сакс В.Н. Некоторые аспекты геологического развития севера Евразии в мезозое (в связи с плитной тектоникой) // Геология и геофизика. 1976. № 3. С. 3—11.
8. 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.
9. Fischer R. Die Dactyloceratidae (Ammonoidea) der Kammerker (Nordtirol) und die Zonengliederung des alpinen Toarcien // Abh. Bayer Akad. Wiss. Munchen. 1966. N. F. 126—83 s.
10. Frebold H. Oberer Lias und untures Callovian in Spitsbergen // Skrifter om Swalbard Ishavet. 1929. Bd. 20—24 s.
11. Frebold H. The jurassic faunas of the Canadian Arctic. Lower Jurassic Ammonites, biostratigraphy and correlations // Geol. Surv. Can. 1975. Bull. 243.
12. Frebold H. The Toarcian and Lower Middle Bajocian beds and ammonites in the Fernie group southeastern British Columbia and parts of Alberta // Geol. Surv. Can. Ottawa. 1976. Pap. 75—79—33p.
13. Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and Paleoclimatic modeling maps // Pangea: Global environments and resources. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17. 1994. P. 1—47.
14. Howarth M. The stratigraphy and ammonite fauna of the Upper Liassic Grey Shales of the Yorkshire coast // Bull. Br. Mus. Natur. History (Geol.). London. 1973. Vol. 24. N 4-P. 235—277.
15. Imlay R. Early Jurassic ammonites from Alberta // U.S. Geol. Surv. Washington. 1981. Prof. Paper 1148 — 49 p.
16. Rosenkrantz A. The Lower Jurassic rocks of East Greenland Med. Greenland. 1934. Vol. 110. N 1.
17. Schmidt-Effing R. Die Dactyloceratidae, eine Ammonitenfamilie des unteren Jura (Systematik, Stratigraphie, Zoogeographie, Phylogenie mit besonderer berucksichtigung apanischen Materials). Munster. 1972.
18. Smith P., Tipper H., Taylor D., Guex J. An ammonite zonation for the Lower Jurassic of Canada and United States: the Plinsbachian // Can. J. Earth Sc. 1988. Vol. 25. N 9. P. 1503—1523.

УДК 551.761 (571.56)

© С.П.Ермакова, 1999

Нижняя граница триаса

С.П.ЕРМАКОВА

В основу зонального и ярусного расчленения триаса Бореальной области положены разрезы Северо-Востока Азии для восточной ее части и Арктической Канады для западной. По обеим схемам, триасовая система начинается отоцеровыми слоями, включающими две зоны — *sonsavum* и *boreale*. С самого открытия К.Грисбахом [4] отоцеровых слоев в Гималаях их стратиграфическое положение вызывало споры. Первоначально К.Грисбах [4] отнес отоцеровые слои к основанию триаса, позднее он стал их рассматривать как переходные между пермью и триасом [5]. В.Вааген [17], признавая переходный характер отоцеровых слоев Гималаев, все же склонялся к мысли о позднепермском их возрасте. Ф.Нетлинг [13], Ф.Фрех [3] и А.Краффт [9] также пришли к выводу о принадлежности слоев с *Otoceras* к пермской системе. Основанием для подобного вывода послужило ошибочное отождествление *Episageceras dalailamae* (Diener) из отоцеровых слоев Гималаев с *E.wannei* (Waagen) из верхнего продуктусового известняка перми Соляного Кряжа.

Первоначальную точку зрения поддержал Е.Мойсисович [10]. По его мнению, гималайские виды рода *Otoceras* стоят на более высокой ступени эволюционного развития, чем закавказские аммоноидеи. Его поддержал К.Динер [2], который показал, что у *Otoceras* Гималаев более сложная лопастная линия. Кроме того, в Гималаях совместно с *Otoceras* встречаются аммоноидеи, принадлежащие мезозойским родам *Ophiceras*, *Metophiceras*, *Proptychites*.

Принадлежность отоцеровых слоев к триасовой системе не вызывала сомнения и у Л.Спата [15].

Попытка ревизовать нижнюю границу триасовой системы не оставлена до настоящего времени. Х.Коцур [7] предлагает отнести отоцеровые слои к перми в связи с тем, что род *Otoceras* является представителем пермских отоцератид. Б.Г.Сократов [1] предлагает провести границу между пермью и триасом в основании дорашамского яруса, Н.Невелл [12] — в кровле офицеровых слоев, Дж.Уотерхауз [18] — по подошве зоны *gracilitatis*.

Не останавливаясь на целом ряде фактов, не позволяющих принять какое-либо из этих предложений, следует сказать, что любое из них несет нарушение стабильности нижней границы триасовой системы. Повсеместно отоцеровые слои отделены от подстилающих скрытым или явным перерывом [16], хотя и существуют попытки доказательств непрерывного осадконакопления между пермью и триасом в Южном Китае [14] и в Закавказье [6]. В этом случае в качестве нижней границы триаса принимается основание конодонтовой зоны *parvus*. *Hindeodus parvus* действительно характеризует базальные слои триаса в Южном Китае [14] и Закавказье [8], но нет никаких данных, что эти базальные слои могут быть сопоставлены с наиболее низкими аммоноидными зонами триаса. В Закавказье и Южном Китае наиболее древние достоверные аммоноидные комплексы включают настоящие офицератиды с шестилостной сутурной линией. *Hindeodus parvus* совместно с *Otoceras* встречен только в Кашмире [11], где харак-

ярус	СВ Азии	Гренландия		Свальбард	Арктическая Канада	Кашмир	Спити	Эверест	Закавказье	Соляной Кряж	ЮЗ Китай
И Н Д С К И Й	morpheos	commune		Claraia	commune	Ophiceras	tibeticum	sakuntala	Ophiceras слои	connectens	sinensis
	pascoei	boreale	subdemis- sum	boreale	boreale	woodwardi	woodwardi	latilobatum			
	boreale		triviale martini	conca- vum					woodwardi	latilobatum	
	conca- vum		conca- vum		woodwardi	latilobatum					
ДОРАШАМСКИЙ											Paratirolites

теризует зону woodwardi и более высокие горизонты триаса. Тетический *Otoceras woodwardi* с приотренной вентральной стороной на взрослых стадиях по степени эволюционного развития находится на одной ступени с *O. boreale*. На ранних стадиях его развития отмечается определенная уплощенность вентральной стороны, характерная для взрослых *O. concauum*, указывающая скорее всего на то, что *O. concauum* — предковая форма для *O. woodwardi*. Исходя из этого, зону woodwardi Тетиса следует рассматривать как аналог зоны boreale, а, возможно, и более высоких горизонтов триаса Бореальной области. В комплексе с *O. woodwardi* в Гималаях повсеместно указываются триасовые роды *Metophiceras*, *Ophiceras* и *Proptychites*. Это не самые древние представители триасовых цератитид, начало которым положило изменение способа усложнения лопастной линии. Корнем триасовых цератитид является род *Tomprophiceras*, широко распространенный в Бореальной области в зонах boreale Арктической Канады, pascoei, morpheos Восточного Верхоянья. Сведений о нахождении этого рода в Тетисе нет. В Бореальной области настоящие офицератиды впервые появляются только в зоне commune Арктической Канады. Комплекс конодонтов нижней части зоны woodwardi, а также зон concauum и boreale Бореальных регионов неизвестен. Совершенно очевидно, что при современном состоянии изученности древнейших конодонтов триаса эта группа не может быть использована для решения кардинальной проблемы стратиграфии триаса, какой является проблема границы между мезозойской и палеозойской эротемами. В настоящее время приходится констатировать, что в мире нет более или менее удовлетворительно палеонтологически охарактеризованных разрезов без большего или меньшего хиатуса на границе перми и триаса (таблица), что достаточно полно обосновано в работах специалистов различных стран.

При современном состоянии изученности данные по стратиграфии пограничных отложений перми и триаса оставляют мало шансов на установление границы между этими системами в Тетических регионах. Основные усилия по поиску подобного стратотипа должны быть перенесены в Бореальные регионы: Арктическую Канаду и Восточное Верхоянье. Установлено, что в этих регионах отсутствуют наи-

более молодые пермские отложения. Для Восточного Верхоянья эти данные в основном отражают слабую изученность пермских отложений. Это обстоятельство оставляет надежду на то, что стратиграфический хиатус между пермью и триасом может быть значительно меньшим, чем это принято думать, а в отдельных случаях, возможно, и отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сократов Б.Г. Древнейшие слои триаса и граница между пермью и триасом на Кавказе и Среднем Востоке // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 3. С. 65—79.
2. Diener C. The Cephalopoda of the Lower Trias // Palaeontol. Indica. Ser. 15. 1897. Vol. 2. Pt. 1. P. 1—120.
3. Frech F. Die Days // Lethaeca geognostica. Stuttgart, 1901. Th. 1. Bd. 2. Lfg. 3. S. 435—578.
4. Griesbach C.L. Palaeontological notes on the Lower Trias of the Himalayas // Rec. Geol. Surv. Ind. 1880. Vol. 13. Pt. 2. P. 83—113.
5. Griesbach C.L. Geology of the Central Himalayas // Mem. Geol. Surv. Ind. 1891. Vol. 23. P. 1—232.
6. Kotlyar G.V. Permian — Triassic boundary in Tethys and Pacific Belt and its correlation // Saito Ho on Kai Spec. Pub., 1991. N 3. P. 387—391.
7. Kozur H. Beitrage zur Stratigraphie und Palaontologie von Perm und Trias // Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck, 1973. Bd. 3. H.3. S. 1—31.
8. Kozur H., Leven E.G., Lozovsky V.R., Piatakova M.V. Conodont stratigraphy of the Permian — Triassic boundary beds of Transcaucasia // Bull. MOIP, Sect. Geol. 1978. N 5. P. 15—24.
9. Krafft A. Uber das permische Alter der Otoceras-Stufe des Himalaya // Centrabl. Miner., Geol. und Palaontol. 1901. S. 275—279.
10. Moisisovics E. Vorlauffige Bemerkungen uber die Cephalopodenfaunen der Himalaya-Trias // S.-Ber. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturwiss. Kl., 1892. Bd. 101. H.1. S. 372—378.
11. Nakazawa K., Kapoor H.M., Ishii K. et al. The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India // Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. Ser. Geol. and Miner. 1975. Vol. 42. № 1. P. 1—106.
12. Newell N.D. The very last moment of the Palaeozoic era // The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. Calgary, 1973. P. 1—10.
13. Noetling F. Die Otoceras beds in Indien // Centrabl. Miner., Geol. und Palaontol. 1900. S. 216—217.
14. Sheng J., Chen C.H., Wang G. et al. Permian — Triassic boundary in Middle and Eastern Tethys // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1984. Ser. 4. 21(1). P. 133—181.
15. Spath L.F. The Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland // Medd. Gronland. 1930. Bd. 83. N 1. S. 1—90.
16. Tozer E.T. The earliest marine Triassic rocks: Their definition, ammonoid fauna, distribution and relationship to underlying formations // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1972. Vol. 20. N 4. P. 643—650.
17. Waagen W. Salt Range fossils: Geological results // Palaeontol. Indica. Ser. 13. 1891. Vol. 4. Pt. 2. P. 89—242.
18. Waterhouse J.B. An ophiceratid ammonoid from New Zealand Permian and its implications for the Permian-Triassic boundary // Geol. Mag. 1973. Vol. 110. N 4. P. 305—329.

Нижний палеоцен Момо-Зырянской впадины

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

Нижнепалеоценовые отложения на Северо-Востоке России имеют ограниченное распространение. Они выявлены в Приколымском (Слезовско-Каменные впадины), Восточно-Чукотском (Ванкаремская впадина), Верхне-Колымском (Малык-Сиенская впадина) и других районах [4]. Наиболее изученный и полный разрез этих отложений вскрыт в Предилинтасском прогибе Момо-Зырянской впадины скв. 272—01, пробуренной в 1991 г. Чаро-Токкинской нефтегазоразведочной экспедицией ПГО «Ленанефтегазгеология» на междуречье рек Саканья-Мятись (рисунок).

Литологическая характеристика. Саканьинская свита выделена в 1993 г. В.В.Гайдуком, О.В.Гриненко, А.Ф.Фрадкиной [2,4,7] по керну скв. 272-01 на глубинах 832—1075 м. Керн описан В. В. Гайдуком, О.В.Гриненко, И.Ш.Сюндюковым, литологическая колонка составлена с использованием материалов В.В.Граусман.

Свита сложена (снизу — вверх):

1075—1045 м — пески темно-серые зеленоватые, разнотерные, кварц-плагноклазовые, плотные с прослоями глин, алевроитовых глин темно-серых, плотных;

1045—1006 м — переслаивание песков и глин; пески (6—13 м) темно-серые, зеленовато-серые, мелкозернистые, граувакк-аркозовые (плагноклазовые), слоистые, плотные; матрикс глинистый; прослеживается прослой (до 0,5 м) мелкогалечных конгломератов темно-серых с зеленоватым оттенком, плотных, крепких с песчаным матриксом; глины, алевроитовые глины (9—11 м) темно-серые до черных и зеленовато-серые, уплотненные, крепкие с прослоями (до 0,1 м) углей черных, плотных;

1006—935 м — переслаивание песков, глин, реже конгломератов; пески (6—20 м) серые, зеленовато-серые, граувакк-аркозовые (плагноклазовые), плотные с прослоями конгломератов; конгломераты (до 4 м) серые с зеленоватым оттенком, средне- и мелкогалечные, с хорошо окатанной галькой; матрикс глинисто-песчаный; глины, алевроитовые глины (8—17 м) светло-серые до белых с зеленоватым оттенком, уплотненные, крепкие; в верхней части прослой (0,3 м) угля черного, плотного;

935 — 832 м — переслаивание песков, конгломератов и глин; пески (10—12 м) серые, темно-серые, зеленоватые, кварцево-аркозовые (плагноклазовые), плотные с прослоями конгломератов; конгломераты (до 10 м) серые, средне- и мелкогалечные, плотные; галька разноокатанная, кварцевая; матрикс песчано-глинистый; глины, алевроитовые глины (5—15 м) светло-серые, слабозеленоватые, плотные, крепкие; прослеживается прослой (до 0,13 м) угля черного, плотного.

В целом свита песчано-алевритоглинистая с прослоями конгломератов и углей. Характерен зеленоватый оттенок, усиливающийся вниз по разрезу. Осадки плотные. Мощность саканьинской свиты в скв. 272-01 составляет 243 м. Она подстилается песчаниками и аргиллитами верхней юры и со стратиграфическим перерывом перекрывается песчано-глинистыми отложениями эльгиндинской свиты среднего — верхнего эоцена.

Палинологическая характеристика. Опробование керна скв. 272-01 на палинологическое исследование было проведено в нижней и верхней частях свиты. А.Ф.Фрадкиной [7], изучавшей керн, выявлен пали-

нологический комплекс (ПК), характерными особенностями которого являются:

доминирование спор (60—70%), где преобладают (20—70%) *Laevigatisporites* (cf. *Polypodiaceae*), в меньшем количестве присутствуют *Osmundaceae* *Lycopodium*, *Lycopodiumsporites clavatoides* Couper, *Rouseisporites reticulatus* Росоцк, *Cicatricosisporites* и др.;

сбалансированное (примерно по 15—20%) присутствие пыльцы семейств *Taxodiaceae* и *Pinaceae* (*Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Picea*, *Pinus* и др.); при этом постоянно, но в малых количествах (1% и менее) отмечается пыльца *Ginkgoaceae* и *Podocarpus*;

пыльца покрытосеменных имеет подчиненное значение (менее 20%). Это *Triatriopollenites confusus* Zakl., *Triporepollenites plicoides* Zakl., *Alnus*, *Betula*, реже *Myrica*, *Comptonia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Carya*, *Nothofagus* и др. Присутствуют также реликты поздне меловой флоры *Elytranthe striatus* Couper, *Kryshstofoviana vera* Samoil., *K. gracilis* Samoil., *Triprojectus dispositus* N. Mch. и др.

Сравнительный анализ полученного ПК с близкими ПК из отложений ряда свит Западной Сибири, района устья р. Виллой, бассейна р. Анадырь и других сопредельных территорий позволил А.Ф.Фрадкиной [7] определить возраст изученного ПК и вмещающей его саканьинской свиты данием, возможно, без самых его верхов. Нами возраст саканьинской свиты и одноименного регионального стратиграфического горизонта Севера-Востока России, за стратотип которого принята саканьинская свита, принимается в полном объеме датского яруса.

Для раннего палеоцена реконструируются хвойные, сосново-таксодиевые, а на низких высотах рельефа — листопадные леса со значительным участием вечнозеленых элементов. В лесах произрастали граб, лещина, клен, платан, орех, ольха, береза, нисса, магнолиевые и пр. Широко распространены папоротники, развитые как в нижнем ярусе леса, так и формирующие монодоминантные заросли. Экологические условия существования некоторых современных аналогов раннепалеоценового леса (таксодиевые в Мексике, Калифорнии, Юго-Восточном Китае, альфороа в Центральной Америке), а также присутствие в ПК саканьинской свиты тепло- и влаголюбивых ниссы, магнолиевых, лорантовых в сообществе с листопадными березой, орехом и другими позволяет оценить климат датского времени как теплый, влажный, близкий к субтропическому.

Минералого-геохимическая характеристика. Исследование керна осадочных пород было проведено комплексно. Помимо валового химического состава изучены терригенные и аутигенные минералы из песчано-алевритовой фракции, а в глинистой — минеральный и химический составы. Определение pH проводилось в водных вытяжках.

Химический состав саканьинской свиты следующий (в %): SiO_2 — 60,90 (60—63)*; TiO_2 — 1,03 (0,9—1,1); Al_2O_3 — 17,90 (17—18); Fe_2O_3 — 2,97 (2—4); FeO — 2,17 (1—3); MnO — 0,03 (0,02—0,06); MgO — 1,46 (1—1,8); CaO — 1,16 (0,8—1,4); Na_2O — 1,61

* Здесь и далее при характеристике содержаний отдельных компонентов (минералы, оксиды, коэффициенты и т.д.) приведены средние и наиболее часто встречающиеся значения.

(1,3—2,3); K_2O — 2,09 (22—2,3); потери при прокаливании (7—8,6).

Терригенные минералы в песчано-алевритовой фракции и их качественный состав в целом по свите довольно однообразны. В тяжелой фракции преобладают (в %): ильменит — 53 (35—74); апатит — 11,3 (8—21); циркон — 8,1 (6—10); эпидот-цоизит — 7,1 (3—13); гранат — 6,3 (3—8); магнетит — 5,6 (3—9); лейкоксен — 5,5 (3—8). Содержания рутила, анатаза, везувиана, турмалина, сфена, роговой обманки, пироксенов составляют 1—2%; в незначительных количествах присутствуют метаморфогенные — кианит, хлоритоид. Легкая фракция состоит преимущественно (в %) из плагиоклазов — 60,3 (54—75), кремнистых и глинисто-слюдистых обломков — 24 (8—46), кварца — 7,9 (4—16), калиевых полевых шпатов — 4,8 (1—7). Встречаются выветрелые слюды, глауконит, хлорит, халцедон. Характерно присутствие обломков вулканических стекол в среднем 1,3%, в нижней части до 3,1%. Аутигенные минералы в песчано-алевритовой фракции представлены карбонатами, преимущественно сидеритом, в виде тонкозернистых агрегатов зачастую с зональным строением. На глубинах 1045—1006 м содержание карбонатов достигает 99% состава тяжелой фракции, вверх по разрезу — 7—33%. В небольших количествах присутствуют гидроксиды железа (до 1,9%) и пирит (до 1%).

Химический состав глинистой фракции в целом по разрезу относительно стабилен (в %): SiO_2 — 52,78 (51—53); TiO_2 — 0,88 (0,6—1); Al_2O_3 — 22,17 (20—24); Fe_2O_3 — 4,52 (3—5); FeO — 1,78 (1,4—2,1); MnO — 0,02 (0,01—0,03); MgO — 2,02 (1,6—2,8); CaO — 2,97 (2—4); Na_2O — 2,25 (1,5—3); K_2O — 1,47 (1,1—1,6); H_2O — 4,71 (4—5); CO_2 — 3,14 (2,8—4); P_2O_5 — 0,14 (0,11—0,19); потери при прокаливании 6,49 (5—8). Повышенные содержания алюминия и пониженные — магния и железа характерны для глиноземистых монтмориллонитов, формирование которых связано с преобразованием вулканического материала преимущественно кислого состава [5].

По данным диффрактометрического анализа, глины (фракция <0,001 мм) в основном мономинеральны и представлены монтмориллонитом. Только в верхней части разреза присутствуют хлорит (до 20%) и каолинит (до 10%). Водные вытяжки из глинистых пород имеют рН 8,21 (8—8,3).

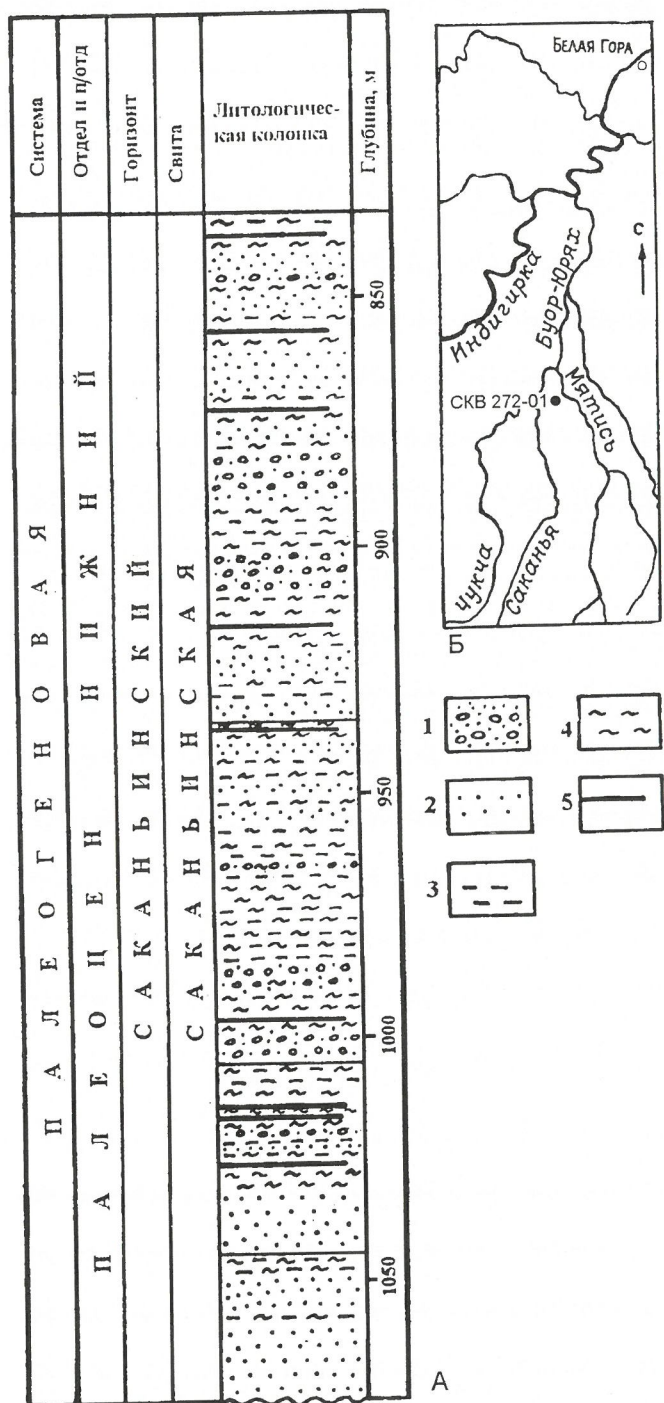
Полученные минералого-геохимические характеристики саканьинской свиты и их интерпретация позволили восстановить некоторые черты палеогеографических обстановок и палеогеохимические условия формирования осадков.

Возможной областью сноса (питающей провинцией) обломочного материала являются расположенные севернее районы Алазейского поднятия и, предположительно, Селенных-Уяндинского междуречья, на что указывает сопоставимость терригенно-минералогической ассоциации саканьинской свиты с минеральным составом осадочных, изверженных и метаморфических пород, развитых в их пределах [3].

Для саканьинской свиты характерна низкая химико-минералогическая зрелость обломочного материала, о чем свидетельствуют пониженные коэффициенты [1], в частности палеогеографический: химически устойчивые минералы / неустойчивые (тяжелая фракция) — 0,2 (0,1—0,4) и кварц / полевошпатового (легкая фракция) — 0,10 (0,02—0,3). О низкой химической зрелости отложений свидетельствует и довольно малый 0,39 (0,32—0,48) гидролизный модуль — $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$, определяющий степень их гипергенного преобразования [8].

Формирование монтмориллонитовых глин происходило главным образом за счет преобразования вулканического материала непосредственно в бассейне седиментации, в слабощелочной среде [6]. Поступление значительного количества пирокластиков было обусловлено в основном привносом пеплового материала, а также эрозионной деятельностью в областях сноса. Один из признаков проявления конседиментационного вулканизма — присутствие в осадках саканьинской свиты неокатанных остроугольных обломков вулканических стекол.

Накопление осадков происходило в озерном бас-



Стратиграфический разрез саканьинской свиты (А), местоположение скв. 272-01 (Б):

1 — конгломераты; 2 — песок; 3 — алеврит; 4 — глина; 5 — уголь

сейне с переменной гидродинамической активностью, в прибрежной его части. Осадки различны по генезису и разнофациальны: от аллювиально-дельтовых и пролювиальных галечно-песчаных до озерных алевроитоглинистых.

Несмотря на теплый и гумидный климат, близкий к субтропическому, потенциально благоприятный для химического корообразования, формирование низкозрелых осадков может быть объяснено эрозионно-денудационными процессами, протекающими в условиях относительно расчлененного рельефа областей сноса.

В целом по свите характерно трансгрессивное накопление осадков, выразившееся в относительном повышении вверх по разрезу химической зрелости терригенных минералов, что отражается в увеличении коэффициентов: палеогеографического от 0,1 до 0,4; кварц-полюшпатового от 0,01 до 0,17, а также в уменьшении суммарного количества обломков пород от 27 до 8%. Такая направленность изменения вещественного состава обусловлена постепенным выполаживанием ре-

льефа и увеличением интенсивности процессов химического выветривания. Это подтверждается появлением в верхней части разреза хлорита и каолинита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергер М. Г. Терригенная минералогия. — М., 1986.
2. Гайдук В. В., Гриненко О. В., Сяндюков И. Ш. Возраст складчатости Момо — Зырянской впадины // Тихоокеанская геология. 1993. № 3. С. 99 — 108.
3. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Бахарева А. Г. и др. // Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. — М., 1981.
4. Гриненко О. В., Сергеенко А. И., Белолуцкий И. Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. I, II. — Якутск, 1998.
5. Дриц В. А., Коссовская А. Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. — М., 1990.
6. Петтиджон Ф. Осадочные породы. — М., 1981.
7. Фрадкина А. Ф. Палинотристрафия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. — Новосибирск, 1995.
8. Юдович Я. И., Кетрис М. П. Химическая классификация осадочных горных пород. — Сыктывкар, 1986.

УДК 551.243(571.56)

© Коллектив авторов, 1999

Позднепалеозойское угловое несогласие и структуры растяжения в хребте Черского

А.В.ПРОКОПЬЕВ, В.С.ОКСМАН, В.П.ТАРАБУКИН, Ю.В.КАРЯКИН

Район исследований (рисунок, А, врезка) расположен в западной части хр. Тас-Хаяхта (северо-запад горной системы Черского). Здесь в начале 30-х годов были обнаружены конгломератосодержащие толщи, несогласно перекрывающие средне-позднепалеозойские (каменноугольные и древнее) существенно карбонатные отложения. Считается, что эти толщи имеют бат-келловейский возраст [1,3]. Образование конгломератов и синхронной с ними олистостромы связывается с формированием на Колымо-Омолонском микроконтиненте (супертеррейне) покровно-складчатых структур в среднеюрское время [4]. Нашими исследованиями в хр. Тас-Хаяхта установлено, что кроме среднеюрской конгломератосодержащей толщи здесь присутствуют верхнепалеозойские отложения сходного состава, которые с базальными конгломератами в основании залегают резко несогласно на ниже-среднепалеозойских толщах.

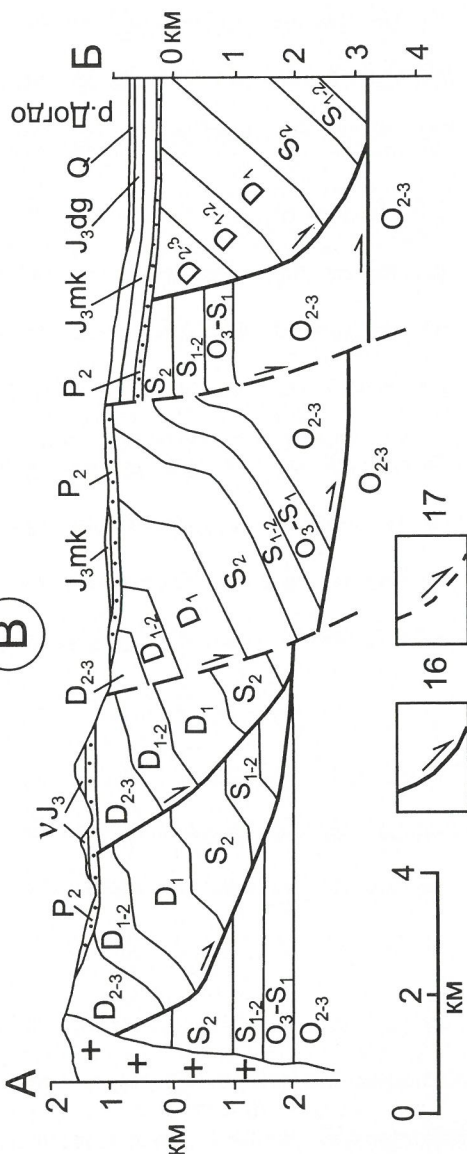
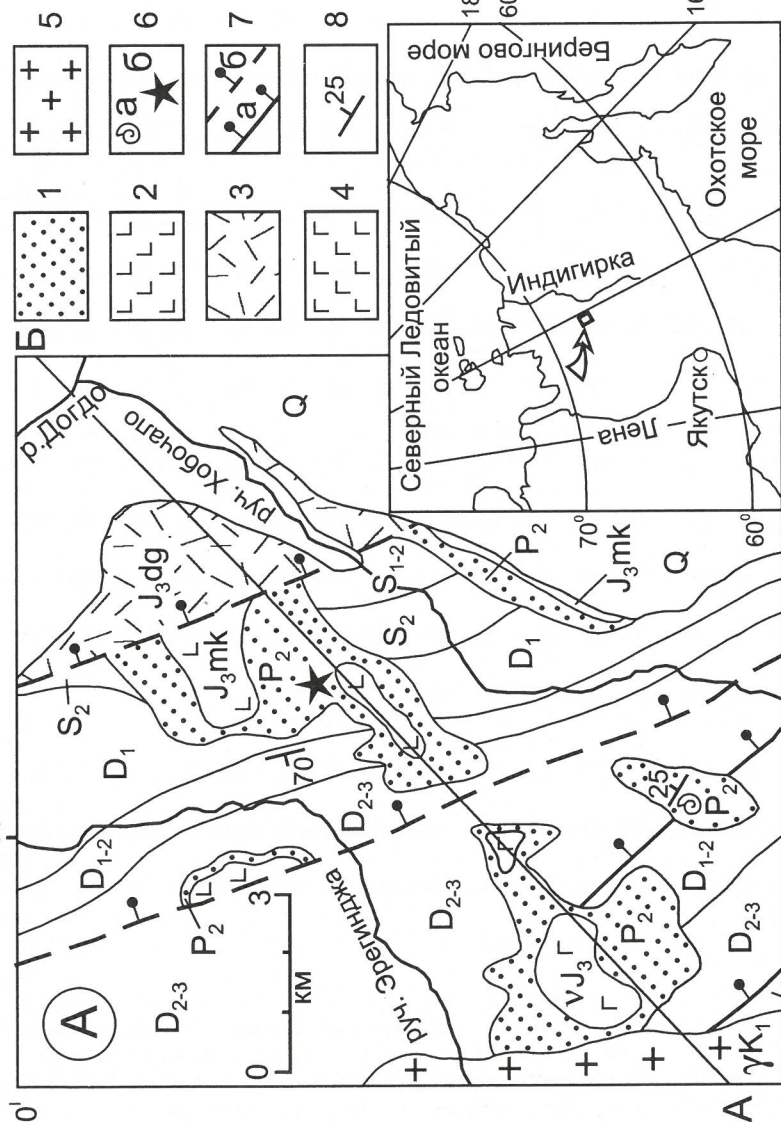
Первые находки брахиопод *Rhynchopora* ex gr. *nikitini* Tschern., *Hustedia* cf. *remota* (Eichw.), *Strophalosia* (?) sp. indet., *Echinoconchus* (?) sp. indet, не совсем уверенно отнесенные к перми, были сделаны еще в 1957 г. [1]. Фауна была собрана в известковистых песчаниках, перекрывающих конгломераты в междуречье Эрегинджа — Хобочало (бассейн р. Догдо) (см. рисунок, А). В 30 км северо-западнее на руч. Керелькен в схожей по составу толще были обнаружены пермские брахиоподы *Linoproductus* ex gr. *kuliki* (Fred.), *Spirifer* ex gr. *fasciger* Tschern., *Productus* sp., *Myalina* sp. Позднее эти толщи были датированы как среднеюрские на основании единичной фаунистической находки плохой сохранности, условно отнесенной к *Belemnites* sp. [3]. В других частях хр.Тас-Хаяхта, во внешне схожих толщах, была определена бат-келловейская фауна [1, 3] и на этом основании все базальные конгломераты, залегающие на средне-позднепалеозойских отложениях бассейна р. Догдо, стали считаться среднеюрскими (джабульдингинская свита), что нашло отражение на всех изданных средне- и крупномасштабных геологических картах. В то же время в пределах хр. Черского большинство разрезов,

относимых к данному стратону, в т.ч. и стратотип, фаунистически не охарактеризованы.

Нами был изучен разрез на водоразделе рек Эрегинджа — Хобочало, относимый к джабульдингинской свите (см. рисунок, А). Здесь на крутопадающих (65—75°) в юго-западном направлении терригенно-карбонатных толщах силура — девона субгоризонтально залегают (см. рисунок, Б) следующие породы.

1. Гравелито-конгломератовая пачка, представленная ритмичным чередованием карбонатно-обломочных пород с отчетливыми признаками градационной слоистости в каждом ритме. Мощность ритмов колеблется от 50 см до 1,5 м. Основание каждого ритма слагают крупногалечные известняковые конгломераты с окатанной галькой, размером от нескольких сантиметров до первых дециметров, сменяющиеся вверх по разрезу средне- и мелкогалечными конгломератами, гравелитами и средне-крупнозернистыми калькаренидами. В нижней части пачки в пределах ритмов иногда отмечаются постепенные переходы по лагерали от конгломератов к гравелитам и калькаренидам, указывающие, что снос обломочного материала происходил с востока на запад. В основании пачки наблюдаются крутые конседиментационные сбросы северо-восточного падения и северо-западного простирания с амплитудой вертикального смещения более 10 м. По этим сбросам субгоризонтально залегающие конгломераты контактируют с крутопадающими среднепалеозойскими известняками. Вышезалегающие слои гравелито-конгломератовой пачки перекрывают как эти сбросы, так и контактирующие по ним отложения. Мощность пачки 30—50 м.

2. Ритмично переслаивающиеся темно-серые и черные, тонкослоистые, среднеплитчатые, слабо битуминозные средне-мелкозернистые калькарениды с прослоями и линзами гравелитов. Характерна градационная слоистость. В нижней части пачки обнаружены гнездообразные скопления брахиопод *Rhynchopora arctica* Lich. et Einor., *Marinurnula* (?) aff. *mantuanensis* (Campell), *Cleiothyridina* aff. *pectinefera* (Sow.), которые



Геологическая карта бассейна среднего течения р. Догдо (хр. Тас-Хаяхта) (*A*), стратиграфический разрез отложений, слагающих водораздел рек Эргунджа — Хобочало (*B*), геологический разрез через раздвижную структуру «rollover» по линии А—Б (*B*):

1 — верхнепермские отложения, P2; 2 — вулканиты основного состава, 13дк — мукдунская свита; 3 — вулканиты кислого состава, 13дг — доломитская свита; 4 — габбро-диабазы; 5 — граниты; 6 — места сбросов остатков пермской фауны (а — в 1957 г., б — нами); 7 — сбросы (а — позднепалеозойские, б — позднемезозойские); 8 — наклонное залегание пород; А—Б — линия геологического разреза; на разрезе показано местоположение района исследований; 9 — конгломераты, конгломеркиты и гравелиты; 10 — линзы гравелитов; 11 — среднеэристые калькарентиты; 12 — мелкозернистые калькарентиты; 13 — вулканиты основного состава; 14 — известняки и известково-глинистые сланцы; 15 — местонахождение остатков позднепермской фауны; 16 — позднепалеозойские сбросы, 17 — позднемезозойские сбросы

были определены А.Г.Клецом (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск) как позднепермские. Раковины, как правило, имеют хорошую сохранность и разноориентированы по отношению к слоистости пачки. Следует отметить большое количество юниформ. Все это свидетельствует о том, что фаунистические остатки не переотлагались или были перенесены на незначительное расстояние. Мощность 30 м.

3. Темно-серые, среднеплитчатые, мелкозернистые калькарениды с редкими прослоями и линзами гравелитов и среднезернистых калькаренидов. В нижней части пачки найдены позднепермские брахиоподы *Cleiothyridina* aff. *pectinefera* (Sow.), *Rhynchopora arctica* Lich. et Einor., ядро брюшной створки? *Productidae*. Гнездообразные скопления раковин брахиопод позволяют предполагать, что эта фауна не переотлагалась или переносилась на очень небольшое расстояние. Мощность 10—15 м.

Общая видимая мощность разреза составляет 70—95 м. Выше с размывом залегают позднеюрские вулканы основного состава муклуканской свиты.

Таким образом, ранние находки фауны и собранные нами окаменелости свидетельствуют, что описанная выше толща имеет позднепермский возраст, а в хр.Тас-Хаятах имеются две весьма сходные по составу конгломератосодержащих толщи — среднеюрская (джабульдингинская свита) и верхнепермская, накопление которой сопровождалось формированием конседиментационных сбросов.

Установленное предпозднепермское угловое несо-

гласие, листрические конседиментационные сбросы и структуры типа «rollover» [5] (см. рисунок, В), по-видимому, связаны с процессами позднепалеозойского рифтогенеза, проявленного на северо-востоке Якутии [2]. Охарактеризованные структуры растяжения вскрываются в одном из немногих фрагментов, где сохранились раздвиговые позднепалеозойские дислокации, не затронутые интенсивными надвиговыми деформациями мезозойского возраста.

Выражаем глубокую благодарность А.Г.Клецу за определение фауны и В.В.Масюлису за консультации.

Работа выполнена в рамках проектов: ФЦП «Интеграция» (№18.1), «Университеты России — фундаментальные исследования» (№1727), РФФИ-Арктика (98-05-03868, 98-05-03873, 98-05-03920).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блисковский Б.З., Лейн А.Ю. О возрасте джабульдингинской свиты // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1961. Вып. 7. С. 128—130.
2. Булакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на северо-востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. — М.: Наука, 1990.
3. Гребенников Г.А., Дубовиков Л.К. О стратиграфическом несогласии между отложениями мезозоя и палеозоя в хребте Тас-Хаятах и Селенняском крае // Матер. по геол. и полезным ископ. ЯАССР. Якутск, 1963. Вып. 12. С. 51—57.
4. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. N 1. С. 68—78.
5. Xiao H., Suppe J. Origin of Rollover // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1992. Vol. 76. N 4. P. 509—529.

УДК 564.53 (571.5)

© Р.В.Кутыгин, 1999

Кунгурские эпиюрезаниты (*Ammonoidea*) Северо-Востока России

Р.В.КУТЫГИН

В 1964 г. в тумаринской свите Западного Верхоянья (верховье р.Тумары) Л.А.Мусалитин обнаружил крупную, сильно деформированную раковину гониатита. Раковина была передана Ю.Н.Попову, который обратил внимание на необычную для тумаринских аммоноидей форму умбональной лопасти, находящуюся в начальной стадии трехчленного развития. На основе этой особенности в 1970 г. был выделен новый род *Epijuresanites* Porow с типовым видом *E. musalitini* Porow [9]. Впоследствии эпиюрезаниты обнаруживались в догниканской свите Южного Верхоянья [10], озернинской пачке Колымского массива [1], среднеджигдалинской подсвите Омолонского массива [6], леворкутской свите о.Вайгач [3] и «пильниковских алевролитах» Южного Приморья [5]. Благодаря столь широкому географическому распространению и узкому возрастному интервалу, ограниченному кунгурским веком, род *Epijuresanites* приобрел важное значение как для внутрирегиональных стратиграфических построений, так и для глобальной корреляции.

Однако систематическое положение рода долгое время оставалось спорным. Об этом говорит тот факт, что с момента выделения он рассматривался в составе трех семейств: *Metalegoceratidae* [9], *Spirolegoceratidae* [11] и *Paragastrioceratidae* [7]. Некоторые же специалисты первоначально признавали *Epijuresanites* только в качестве младшего синонима рода *Uraloceras* [12]. С последним нельзя было согласиться, поскольку эпиюрезаниты ни по форме лопастной

линии, ни по форме раковины не удовлетворяют диагнозу рода *Uraloceras*.

Вариант включения *Epijuresanites* в *Metalegoceratidae*, основанный на сходстве его лопастной линии с *Juresanites*, был признан ошибочным, и после работы Ю.Н.Попова [9] к нему никто не возвращался. Отнесение рода к семейству *Spirolegoceratidae* было вызвано предположением о филогенетической связи между *Epijuresanites* и *Sverdrupites*. При этом первый, как предок свердрупитов, в семействе являлся исходным. Основная сложность этого построения заключалась в том, «что умбональная лопасть у *Epijuresanites* находится в самой начальной стадии трехчленного деления, у *Sverdrupites* же распадалась на три совершенно обособленные лопасти» [11, с.23]. Опираясь на то, что *Epijuresanites* по форме раковины и лопастной линии находится ближе к *Tumaloceras*, чем к *Sverdrupites*, нами предлагалось рассматривать данный род в семействе *Paragastrioceratidae* [7]. Это подкреплялось отсутствием переходной формы между *Epijuresanites musalitini* и *Sverdrupites harkeri*. В 1997 г. вышли в свет две статьи с описанием эпиюрезанитов, обладающих трехзубчатой умбональной лопастью ($U_2U_1U_2$), максимально приближенной по своей форме к тройной лопасти $U_2U_1U_2$ свердрупитов [3, 5]. Эти работы убедительно доказали справедливость предположения В.Е.Руженцева о филогенетической связи двух родов, закрепив положение *Epijuresanites* в качестве исходного в семействе *Spirolegoceratidae*.

Необходимо отметить, что не менее спорным был вопрос о происхождении рода *Epijuresanites*. Первое

обоснованное предположение высказал В.Е.Руженцев [11], который принимая во внимание географическое распространение и ширину раковины эпиюрезанитов, считал, что наиболее вероятным их предком мог быть *Tumaroceras*.

Несколько другой вариант был предложен М.Ф.Богословской [2], по мнению которой эпиюрезаниты отделились не от *Tumaroceras*, а от *Uraloceras*, унаследовав у последнего форму ventральной лопасти и получив развитие благодаря начальной стадии трехчленного деления умбональной лопасти.

В 1988 г. М.Ф.Богословская [4] предложила вариант происхождения эпиюрезанитов от нового рода *Gobioceras*. По этому пути развития должно произойти упрощение формы всех трех внешних лопасти. Особенно сильный регресс приходился бы на развитие формы боковой лопасти, которая из отчетливо техзубчатой превратилась бы в шлемовидную. Раковина при этом должна значительно расшириться.

Многообразие вариантов происхождения рода *Epijuresanites* объясняется не столько тем, что он как связующее звено находился на стыке развития двух крупных космополитных семейств, но прежде всего отсутствием данных об онтогенетическом развитии раковин этого рода, без которых сложно обосновывать даже явные филогенетические отношения. Для восполнения этого пробела был исследован онтогенез формы раковины, скульптуры и лопастной линии типового вида *Epijuresanites musalitini* (= *E. kolytaensis* Andrianov), результаты чего в краткой форме изложены в данной статье.

Форма. Аммонителла имеет форму субкадикона, который в процессе роста раковины при *ультрамелчайших размерах* (рис. 1) очень сильно сужается (уменьшается относительная ширина Ш/Д) до широкого парагикона (по нашей классификации [8]). На стадии *мельчайших размеров* раковина сначала расширяется с увеличением размера умбо до субанюконовой формы, а затем уменьшает размер умбо с расширением раковины до субкадиконной формы. При *очень мелких размерах* относительная ширина раковины почти не изменяется, а умбо сильно сужается, достигая субглафикионной формы. При *мелких размерах* умбо продолжает сужаться, но уже не столь

интенсивно, как на предыдущей стадии, а раковина сужается, становясь широким тумариконом. В дальнейшем онтогенезе размер умбо почти не изменяется, а раковина непрерывно сужается, приобретая форму типичного и узкого тумарикона. *Крупные и средние* раковины обладают тумариконовой формой с широкими выпуклыми ventральной и боковыми сторонами, узкими уплощенными умбональными стенками и умеренно узким умбо.

Орнамент. При Д 5–6 мм отмечены тончайшие паутинковидные ребрышки, образующие на широком ventре отчетливый выступ, совершенно сглаженный на вершине с предрасположением к зачаточному ventральному синусу (рис. 2, а). В онтогенезе уплощенность вершины ventрального выступа исчезает, и к Д 12 мм выступ становится округлым, оставаясь таким же высоким, как раньше (см. рис. 2, б). При Д 12–14 мм орнамент тонкий, ретикулярный, причем толщина лир лишь не намного больше толщины ребрышек. В дальнейшем онтогенезе высота ventрального выступа уменьшается, а толщина лиров увеличивается. При *крупных размерах* происходит явное доминирование лир (лиры толстые, отчетливые, а ребрышки тончайшие, нитевидные, еле заметные). Лир на ventре расположены в 1,5 раз плотнее, чем на боках. Ребрышки образуют низкий широкий выступ на ventральной стороне.

Скульптура. При Д 5–6 мм имеются отчетливые приумбональные бугорки, их число на обороте 25–30. Пережим при *мельчайших размерах* очень резкий, глубоко врезающийся на боках раковины с образованием небольших «воротничков». Хол пережимов соответствует ходу ребрышек. В дальнейшем онтогенезе глубина пережимов уменьшается, они постепенно на ядре сглаживаются, а «воротнички» исчезают. При *крупных размерах* раковина представлена слабо выраженными пережимами (2–3 на обороте) с низким широким ventральным выступом.

Лопастная линия. При Д_ф 5–6 мм (диаметр фрагмокона) округлые внешние лопасти имеют простую форму. При *мелких размерах* фрагмокона в основании внешних лопасти образуются по одному неглубокому сосцевидному отростку. Ventральные ветви не очень широкие, боковая лопасть шлемовидная, очень сильно расширяющаяся кверху, а умбональная лопасть — воронковидная. При *средних размерах* фрагмокона ventральные ветви и боковая лопасть становятся слегка сжаты в верхней части. На боках умбональной лопасти возникают очень слабые округлые выступы, из которых более выраженный расположен на внешней стороне лопасти. Внутренняя боковая лопасть на этой стадии клыковидная с выпуклой внешней и уплощенной внутренней сторонами. Дорсальная лопасть узкая, веретеновидная. Рассматривая внутривидовую изменчивость лопастной линии (см. рис. 2), можно отметить большое разнообразие формы боковой лопасти от относительно узкой бокаловидной до относительно широкой шлемовидной.

Изучив онтогенез раковин *Epijuresanites*, становится ясным, что вероятным предком рода могли быть только раннетумаринские (орольские) представители рода *Tumaroceras* (группа yakutorum), обладающие аналогичной скульптурой, такой же широкой формой раковины на ранних стадиях онтогенеза и предрасположением воронковидной умбональной лопасти к начальной стадии трехчленного развития.

Кунгурский возраст эпиюрезанитов ни у кого не вызывает сомнений. Принято считать, что они составляют общий комплекс и соответственно имеют

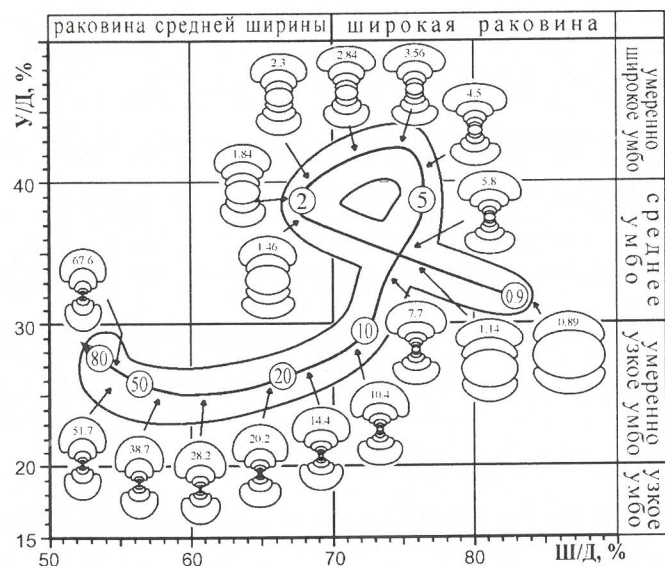


Рис.1. Онтогенез формы раковины *Epijuresanites musalitini* Попов:

цифры на поперечных сечениях и круглых маркерах графика обозначают диаметры раковин, мм

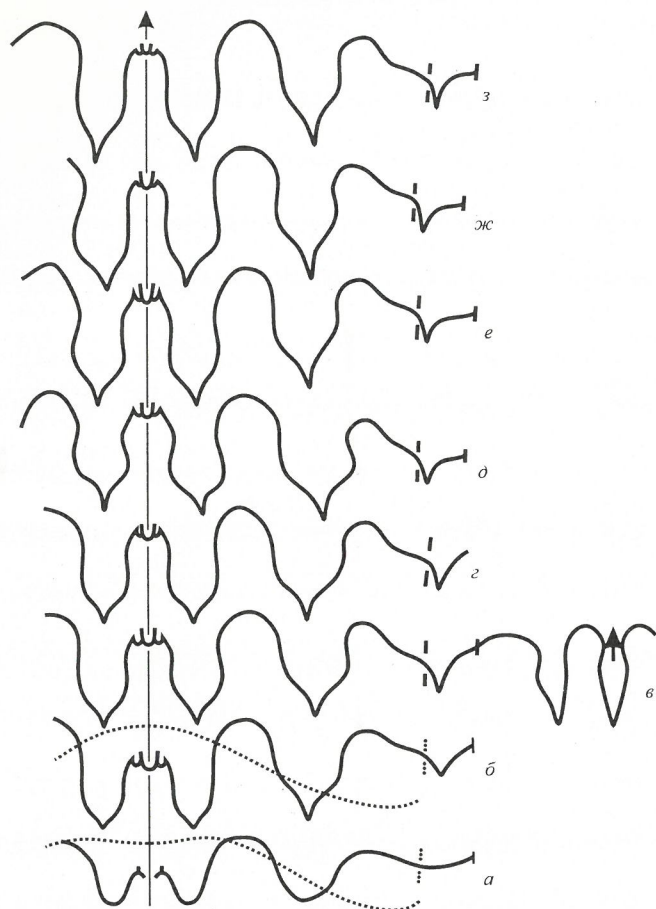


Рис. 2. Онтогенез и изменчивость лопастной линии *Epijuresanites musalitini* Popow:

экз. № 55/709 (голотип *E. «kolymaensis»*): а — при Д 5 мм, Ш 3,8 мм, В 1,7 мм, б — при Д 14 мм, Ш 9,5 мм, В 6 мм, в — при Д 22 мм, Ш 15 мм, В 10 мм (×5), г — при Д 48 мм, Ш 27 мм, В 20,5 мм; экз. № 55/711: д — при Д около 29 мм, Ш 17,5 мм, В 13 мм, е — при Д 50 мм, Ш 26,5 мм, В 21,5 мм; экз. № 55/712: ж — при Д около 42 мм, Ш 24,2 мм, В 19 мм, з — при Д 55 мм, Ш 31 мм, В 24 мм; Колымский массив, р.Зырянка, р.Бочера, руч.Фауновский; Озернинская пачка; Кунгурский ярус.

одинаковый возраст с *Tumaroceras yakutorum* — руководящим видом тумаринского горизонта Верхоянья и типовым видом рода *Tumaroceras*. Однако на стратиграфическом уровне с многочисленными *Tumaro-*

ceras yakutorum в тумаринской (орольской) свите Верхоянья эпиюрезаниты не встречаются, так же как на уровне с *Epijuresanites* не известен типовой вид тумароцерасов. С другой стороны, имеются данные о том, что совместно с *Epijuresanites musalitini* в кунгурском ярусе Омолонского массива встречается другой вид тумароцерасов — *T.kashirzevi*, обладающий более поздним, чем *T.yakutorum* возрастом (позднетумаринский или такамкытский). Исходя из этого и учитывая то, что *Epijuresanites* является прямым потомком раннетумаринских представителей рода *Tumaroceras*, можно сделать предположение, что эпиюрезаниты представляют более молодой, чем считалось ранее, этап развития кунгурских аммонойд Таймыро-Колымской подобласти и определяют *позднетумаринское* (такамкытское) время.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 97-05-64847).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммонойды Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985.
2. Богословская М.Ф. Становление и развитие надсемейства Neosoceratidae // Ископаемые головоногие моллюски. М., 1985. С. 59—69.
3. Богословская М.Ф. Аммонойды из пермских отложений Пай-Хоя и острова Вайгач // Палеонтологический журнал. 1997. № 6. С. 23—28.
4. Богословская М.Ф., Павлова Е.Е. О развитии аммонойд семейства Spirolegoceratidae // Палеонтологический журнал. 1988. № 4. С. 58—67.
5. Захаров Ю.Д., Олейников А.В., Котляр Г.В. и др. Первая находка раннепермского гониатита в Южном Приморье // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 116—122.
6. Кашик Д.С. Опорный разрез перми по руч.Водопадному // Опорный разрез перми Омолонского массива. Л., 1990. С. 23—70.
7. Кутыгин Р.В. Спиролегоцератиды (Ammonoidea) Северо-Востока России // Палеонтологический журнал. 1996. № 4. С. 16—23.
8. Кутыгин Р.В. Форма раковин пермских аммонойд Северо-Востока России // Палеонтологический журнал. 1998. № 1. С. 20—31.
9. Попов Ю.Н. Аммонойды // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л., 1970. С. 113—140.
10. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. II (средний и верхний палеозой). 1979 г. Новосибирск, 1982.
11. Руженцев В.Е. О семействах Paragastrioceratidae и Spirolegoceratidae // Палеонтологический журнал. 1974. № 1. С. 19—29.
12. Glenister Brian F., Windle D.L., Furnish W.M. Australasian Metalegoceratidae (Lower Permian Ammonoids) // J.Paleontol. 1973. Vol. 47. № 6. P. 1031—1043.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 552.321.1 (571.56)

© В.А. Трунилина, 1999

Магматизм позднепротерозойского-раннепалеозойского этапа развития зоны сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента

В.А. ТРУНИЛИНА

Магматизм позднепротерозойского-раннепалеозойского этапа развития территории до сих пор остается недостаточно изученным. Между тем, знание его специфики может пролить свет на геологическую историю этого этапа и правомерность существующих тектонических концепций. Наибольшие разногласия вызывает вопрос о наличии или отсутствии

кристаллического континентального фундамента центральной части «Колымского геоблока», рассматриваемого разными исследователями то в составе срединного Колымо-Омолонского массива, то в ранге самостоятельной Алазейско-Олойской эвгеосинклинали, то в качестве составного Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента). Дис-

куссии по этой проблеме были особенно бурными в 70—80-х годах нашего столетия, но периодически возникают и сейчас.

В.М. Мишнин [10] выделяет Колымский геоблок как «Индиго-Колымский кратон», периферический по отношению к Сибирской платформе и отделенный от нее и других периферических кратонов протяженными раннепротерозойскими складчатыми поясами («энсиматические дуги») и межглыбовыми зонами, и полагает, что и Сибирская платформа, и периферические кратоны занимали стабильное положение до конца палеозоя. Относимые некоторыми исследователями [11] к офиолитам метаультрабазиты-метабазиты Мунилканского, Уяндинского и других блоков он трактует как фрагменты выполняющего «энсиматическую дугу» абиссалиста, идентичного Бушвельдскому.

Г.А.Гринберг и А.А.Сурнин [16] рассматривают Колымский геоблок в качестве жесткого массива. Среди протерозойских образований центральной части Алазейского поднятия они выделяют комплексы высокомагнезиальных базальтов, тоналитов-плагиогранитов, толеитовых базальтов и субвулканических дацитов-риолитов. Высокомагнезиальные базальты параллелизуются с коматиитами зеленокаменных поясов. Но преобладание в их составе Al_2O_3 над CaO и повышенные содержания TiO_2 и щелочей не характерны для магматических образований древних кратонов [17]. Их геохимические особенности [8] отвечают субщелочным и Na-щелочным базальтам зон перехода «континент — океан». По соотношениям SiO_2 и K_2O (рис. 1) эти породы и толеитовые базальты близки к океаническим толеитам, тогда как одновозрастные тоналиты, плагиограниты, дациты и риолиты — континентальным трондьемитам и гранофирам серогнейсовых комплексов стабильных структур.

П.П.Лычагин [8], напротив, считает, что центральная часть «Колымского геоблока» развивалась на океанической коре, а периферическая — на коре переходного типа. Для допалеозойского (или рифей-раннепалеозойского) времени он выделяет здесь формации натриевых базальтов повышенной щелочности и дунит-гарцбургитовую (офиолитовую). Специфика древних магматических пород кислого состава при этом не учитывается.

По данным М.Д. Булгаковой [2], литологический состав терригенных пород свидетельствует о родстве раннепалеозойских отложений Сибирской платформы и Колымского геоблока и формировании их в пределах одной континентальной плиты, где уже с ордовика обособились два фациально-палеогеографических региона — Ленский и Индиго-Колымский, разделенные окраинным морем. Индиго-Колымский регион представлял собой широкую переходную зону от материка к открытому океану и характеризовался активной тектоникой и вулканизмом. На рубеже кембрия и ордовика в результате дробления предордовикской суши возникли узкие рифтогенные прогибы — малые океанические бассейны, разделенные подводными карбонатными и вулканическими поднятиями и сиалическими блоками. Эти прогибы как глубоководные просуществовали до конца ордовика.

Столь значительные разночтения вызваны неполнотой данных по составу наиболее древних магматических пород региона. Попытка разобраться в правомерности геодинамических построений раннего этапа развития территории сделана нами на примере

Томмотского и Уяндинского блоков. В пределах первого из них, локализованного в северной части Омудевского поднятия, разрез условно протерозойских пород (400 м) включает кристаллические сланцы амфиболитовой фации с пластами пара- и орто-амфиболитов, мраморов и гранитогнейсов и линзовидными телами гнейсогранитов. Последние имеют корунд-нормативный состав, умеренную и высокую глиноземистость и принадлежат к известковой низкощелочной магматической серии. По соотношениям SiO_2-K_2O они отвечают континентальным гранофирам и континентальным трондьемитам (см. рис. 1) и близки кислым породам протерозойской уяндинской свиты одноименного тектонического блока [4].

В разрезе свиты преобладают метapelитовые биотит-гранатовые, ставролит-гранат-биотит-мусковитовые и амфиболовые сланцы. П. Лейер [7], по результатам $^{40}Ar-^{39}Ar$ метода, датирует амфиболовые сланцы ранним палеозоем (310—350 Ма), считая «лишенными геологического смысла» более древние датировки тремолита и актинолита этих пород (640 ± 16 и 900 Ма — тот же метод). Но сопоставимые определения для амфиболовых и ставролит-гранатовых сланцев р. Уяндина получены ранее и по Rb-Sr и K-Ar методам — 723 ± 15 и 602 ± 5 Ма [3]. Т. е. несмотря на интенсивное изменение (геохронологическое «омоложение») пород имеется достаточно оснований для отнесения их к позднему протерозою.

Гнейсограниты и щелочно-полевошпатовые граниты образуют выход площадью около 4 км^2 в междуречье Калгын — Тирехтээх среди кристаллических сланцев и мраморизованных известняков, рассеянных апофизами гранитов. Абсолютный возраст последних 550—590 Ма (Rb-Sr метод [4]). По составу реликтов первичного K-Na полевого шпата (An 17 Ab 35 Ort 48), магнезиального эндиопсида (f 10,1%,

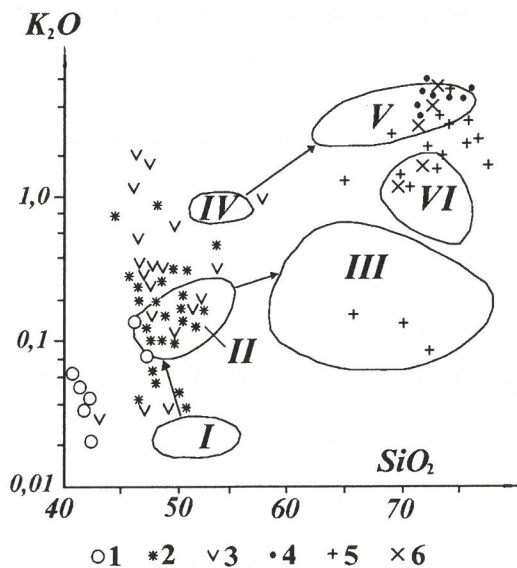


Рис. 1. Соотношение SiO_2-K_2O в протерозойско-раннепалеозойских магматических и метаматических породах:

Уяндинский блок: 1 — метaperидотиты, 2 — метагabbроиды, 3 — метабазальты, 4 — гнейсограниты и граниты; 5 — породы липарит-дацитового комплекса Алазейского поднятия; 6 — гнейсограниты Томмотского блока; поля диаграммы Р. Колмена (1979): I — кумулятивные габбро, II — субщелочные океанические базальты и габбро, III — океанические плагиограниты, IV — континентальные толеитовые базальты, V — континентальные гранофиры, VI — континентальные трондьемиты

Wo 34,9 En 49,2 Fs 5,5 Jad 2,3 Tsch 6,7) и диопсида (f 20,2%, Wo 38,7 En 41,1 Fs 10,4 Jad 1,7 Tsch 0,9) и раннемагматического магнезиального биотита (f 25,1—26,3%) температура кристаллизации гранитов близка 1100—1150°C. Биотит обогащен фтором (до 6,47%) и образовался в условиях высокого потенциала кислорода ($\log f_{O_2}$ 8,2—9,5) и при аномально высокой активности воды ($\log f_{H_2O}$ 3,9—4,3) и галогенов ($\log f_{HCl}$ 4,9—6,1, $\log f_{HF}$ 1,4—2,5), характерных для высокопродуктивных рудоносных гранитных систем (расчеты параметров по работе [21]). О высокотемпературности материнского расплава говорит и состав аксессуарных минералов. Кроме преобладающего ортита, здесь установлены хромсодержащие титаномagnetит и ильменит (до 1,7% и до 0,4% Cr_2O_3 , соответственно); Cl- и F-апатит; обогащенные окислами U (до 1,15%) и Th (до 2,6%), цирконы с «габбровыми» (до 73) значениями отношений ZrO_2/HfO_2 , гранат пироп-альмандинового ряда (14% Py).

Граниты характеризуются высоким содержанием щелочей и весьма высокой глиноземистостью (таблица); корунд-нормативным составом с преобладанием альбитового минала над ортоклазовым при почти полном отсутствии анортитового. Они принадлежат трахитовой магматической серии анорогенной геодинамической обстановки и представляют собой внутриплитные континентальные образования (рис. 2, 3). Тренд РЗЭ (рис. 4) и индикаторные отношения элементов идентичны таковым для гранитов А-типа [20]; геохимический тип — промежу-

точный между ультраметаморфическими гранитами и гранитами-рапакиви [15], специфичными для внутриплитного континентального магматизма.

Гранитоидные породы близкого возраста известны во внутренних частях Колымо-Омолонского микроконтинента (бассейн р.Алазея) и в пределах Полоусной преддуговой зоны Верхоянской континентальной окраины. В последней они установлены в крупных ксеноблоках (до нескольких метров), вынесенных к поверхности раннемеловой экстружией дацитов-риодацитов бассейна р. Ыганья, и в многочисленных ксенолитах и их резорбированных фрагментах в дайках позднемеловых трахибазальтов и лампрофиров Депутатского рудного поля [19]. Это дает основание предполагать присутствие блоков

Средний состав магматических пород Уядинского блока

Элемент	Метапериодиты	Метагаббро	Метабазальты	Граниты
n	19	19	18	7
SiO ₂	40,35	46,92	47,58	73,76
TiO ₂	0,45	2,35	1,55	0,16
Al ₂ O ₃	3,25	14,52	15,80	13,65
Fe ₂ O ₃	4,01	4,42	4,37	0,75
FeO	3,56	7,43	5,80	1,03
MnO	0,10	0,20	0,13	0,04
MgO	33,53	7,17	6,64	0,35
CaO	3,50	10,39	9,25	0,22
Na ₂ O	0,36	2,98	3,01	3,69
K ₂ O	0,08	0,45	0,18	4,44
H ₂ O	0,22	0,05	0,09	0,06
H ₂ O ⁺	8,76	1,23	1,62	0,87
P ₂ O ₅	0,03	0,25	0,30	0,06
F	0,01	0,03	0,08	0,15
CO ₂	1	1,19	2,70	0,76
Li	5	15	19	19
Rb	6	10	5	180
Sr	5	260	87	216
Ba	15	187	34	343
Pb	4	1	5	13
Zn	130	170	260	43
Cu	40	35	96	33
V	25	253	92	7
Co	80	44	40	3
Ni	1450	97	260	9,5
Cr	1148	—	—	226
Zr	18	86	66	9,6
Hf	10	—	4,4	—
Nb	13	12	9,4	16
Sc	8	46	20	9,3
Yb	6	3,3	—	4,3
Y	4	21	3	40
Ce	10	50	—	30
La	2	10	—	—

Примечание: оксиды — в %, элементы — в г/т, прочерк — отсутствие данных.

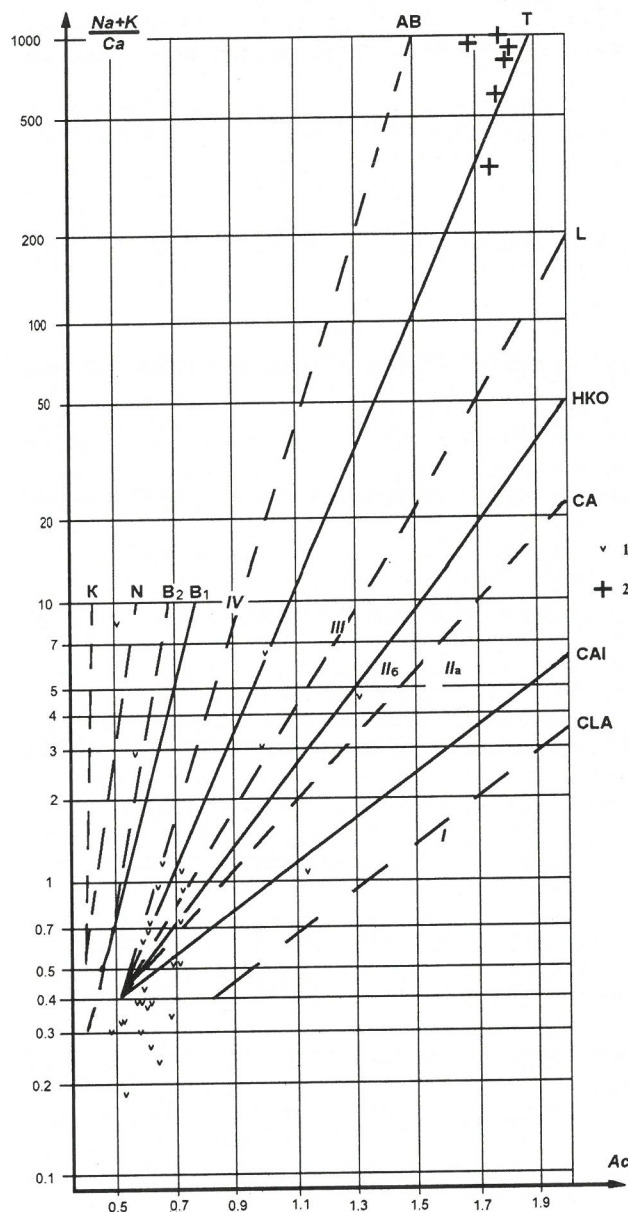


Рис. 2. Магматические серии пород Уядинского блока:

1 — метапериодиты, метагабброиды, метабазальты; 2 — граниты Тирхэтээхского массива; Ac — активность катионов, по Л.С. Бородину (1987); тренды диаграммы Л.С. Бородина (1987): CLA — толеитовый океанический, CAI — известковый низкощелочной (островодужный), CA — известково-щелочной (коровый), HKO — высококальциевый позднеорогенный, L — латитовый, T — трахитовый, AB — щелочнобазальтовый, B₁ — базанитовый, B₂ — нефеленит-базанитовый, N — нефелинитовый, K — кимберлитовый

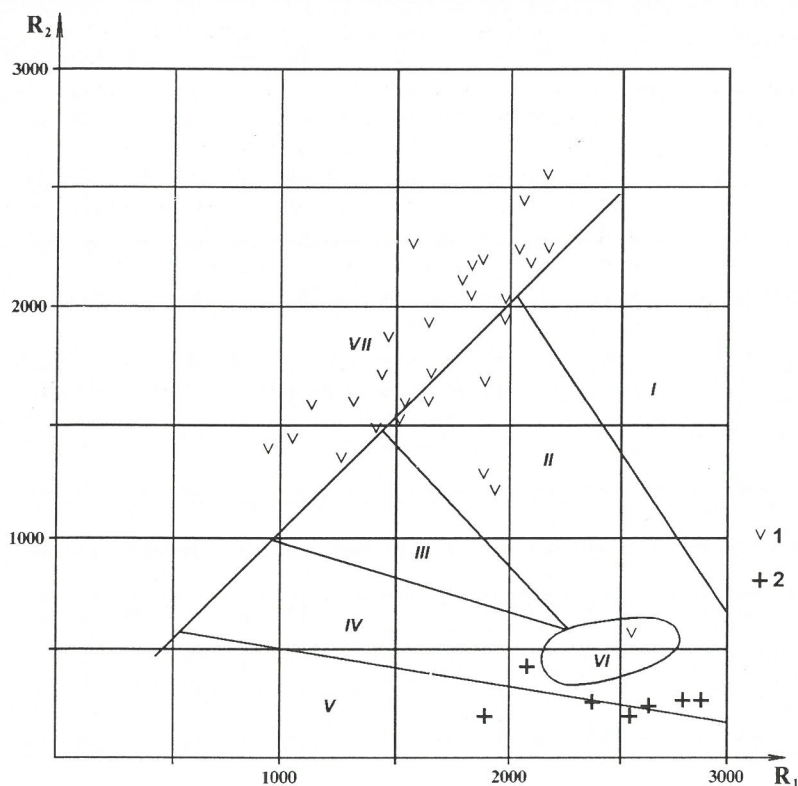


Рис. 3. Геодинамические обстановки формирования магматических и метаматических пород Уяндинского блока:

поля диаграммы [18]: I — производных мантийных магм, II — доплитной коллизии (субдукционная), III — постколлизиионного воздымания, IV — поздне-орогенное, V — анорогенное, VI — синколлизиионное, VII — производных щелочных магм; остальные условные обозн. см. рис. 2

гранитогнейсовых субстратов в кристаллическом фундаменте на значительных пространствах.

В бассейнах и в междуречье рек Тарынг-Юрях и Уяндина закартированы зеленокаменные образования в составе гипербазит-метабазитового комплекса в нижней части разреза и осадочно-вулканогенного (метабазалты, метапелиты, метапесчаники, мраморы и кальцифиры) — в верхней. Ранее они также рассматривались как протерозойские, а по данным последних геологических съемок отнесены к раннепалеозойским (по находкам ордовикских конадонт).

Метагипербазиты, преобразованные в тальк-карбонат-актинолит-серпентениновые сланцы, слагают пластины мощностью 500—700 м с тектоническими контактами [11]. В их центральных частях установлены аподунитовые и апоперидотитовые сланцы с реликтами оливина, пироксенов и основного плагиоклаза NN 69—79. Железистость (f 24—32%) и температура образования оливина (1200—1300 °C) гораздо выше, чем для оливинов офиолитов (5—12% и не более 1100 °C [5]). Пироксены (бронзит, авгит и диопсид) обладают меньшей примесью Cr_2O_3 (0—0,36%) и большей железистостью, по сравнению с пироксенами офиолитов (19—23% против 5—12% — для ортопироксенов и 13—20% — для клинопироксенов). В то же время, содержание в них Al_2O_3 (1—2,6%), соотношение TiO_2 (0,09—0,54%) и f , температура (1100—960 °C) и давление (до $8 \cdot 10^2$ МПа) при их кристаллизации близки таковым пироксенов офиолитов. По соотношению Cr_2O_3 и f они занимают промежуточное положение между пироксенами офиолитов и континентальных ультрамафитов. Их акцессорные минералы представлены не характерными для офиолитов магнезиальным гранатом (до 73% Ру), хромсодержащим титаномagnetитом (до 3,7% Cr_2O_3) и Cl-апатитом, тогда как типоморфные для офиолитовых пород хромшпинелиды не встречаются.

Разнообразные по составу кристаллические сланцы, по результатам петрохимических пересчетов [6],

представляют собой многократно преобразованные метабазалты, метадиабазы, метагабброиды и метагипербазиты. Положение точек их составов на различных дискриминационных диаграммах противоречиво (рис. 5, 6, 7). В метагабброидах сохраняются реликты субкальциевого авгита (для габброидов офиолитовых комплексов типичен высококальциевый авгит), паргасит и обыкновенная роговая обманка близкой (около 40%) железистости, пиропальмандин (до 14% Ру). Нормативный состав пород отвечает габбро-норитам и оливиновым габбро и сопоставим с составом габброидов расслоенных континентальных интрузивов.

По химизму (см. таблицу, рис. 2, 3) среди метаультрабазитов-метабазитов выделяются известковые низкощелочные толеитовые и Na-щелочные разности. Нормативный состав первых диопсид-оливиновый, реже — диопсид-гиперстенный; вторых — нефелин-оливиновый. По содержаниям CaO, TiO_2 , Al_2O_3 метаультрабазиты близки гипербазитам лерцолитового подтипа, или орогенным перидотитам [5]. Тренды РЗЭ (см. рис. 4) при преимущественно низких содержаниях всех лантаноидов более дифференцированные, чем для океанических пород, с проявленным минимумом Eu. В целом, по большинству петрохимических параметров изученные породы занимают промежуточное положение между офиолитовыми и континентальными образованиями.

Содержания большинства элементов-примесей в метагипербазитах и метабазалтах близки таковым в породах офиолитовых ассоциаций, а в метагабброидах — промежуточные между содержаниями в океанических и континентальных породах этого состава. Основное отличие от офиолитовых образований заключается в обогащении изученных пород K, Rb, Li, Ba, Sr, легкими РЗЭ, что присуще магматическим породам задуговых или узких внутренних океанических бассейнов. Ложе таких бассейнов, особенно на ранней стадии их развития, может быть образовано утоненной континентальной корой [14]. Типичные

для них магматические комплексы, как и в рассмотренном случае, характеризуются оливин- или нефелин-нормативным составом, дифференцированными трендами РЗЭ и широкими вариациями геохимических параметров.

Метагипербазиты и метагаббро принадлежат геохимическому типу коматиитовых базальтов, присущих континентальному режиму на ранних этапах формирования континентальной коры. По содержаниям Ti, микроэлементов группы железа, Ba и Sr (см. таблицу) metabазальты и метадиабазы сопоставимы с толеитовыми океаническими базальтами, с отклонениями к Na-щелочным базальтам, сочетание которых характерно для зон сочленения континент-океан [15]. Глубины генерации магм [12] и глубины до сейсмофокальной зоны [13] для низкощелочных пород составляют соответственно $(12-15)10^2$ МПа и 137—151 км; для щелочных — 2 ГПа и 188 км. Эти данные значительно превышают приводимые Р. Колменом [5] для океанических офиолитов, тогда как глубины излияний базальтоидных магм [14] составляют 4—5 км и сопоставимы с таковыми океанических базальтоидов.

Таким образом, на основе имеющихся материалов

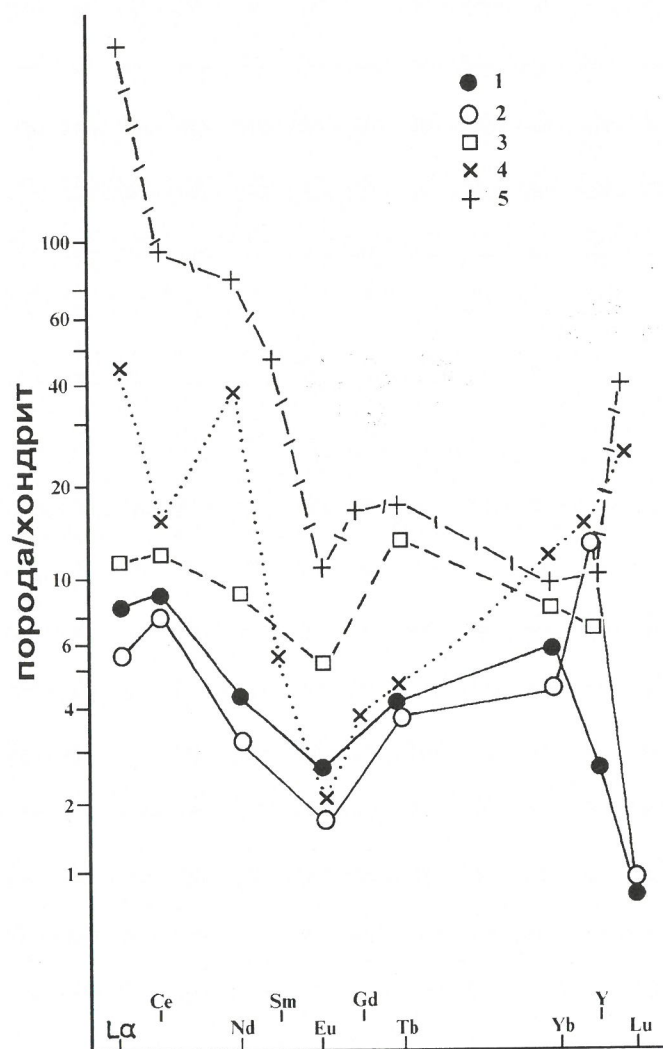


Рис. 4. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в магматических и метаматических породах Уядинского блока:

1 — метAPERИДОТИТ; 2 — метагаббро; 3 — metabазальт; 4 — гнейсогранит; 5 — гранит Тирхтээхского массива

можно сделать вывод о вероятном существовании в протерозое-раннем палеозое утоненной континентальной коры на значительных пространствах «Колымского геоблока», нарушаемой формированием узких энсиалических океанических бассейнов, что совпадает с выводами М.Д. Булгаковой. По имеющимся у нас материалам, рассмотрение которых выходит за рамки настоящей статьи, эти условия, вероятно, сохранялись и на значительном интервале палеозойской и раннемезозойской истории развития региона. Магматическая деятельность проявлялась в отдельных рифтогенных зонах и характеризовалась сочетанием магматизма малых океанических бассейнов с типично континентальным внутримитным.

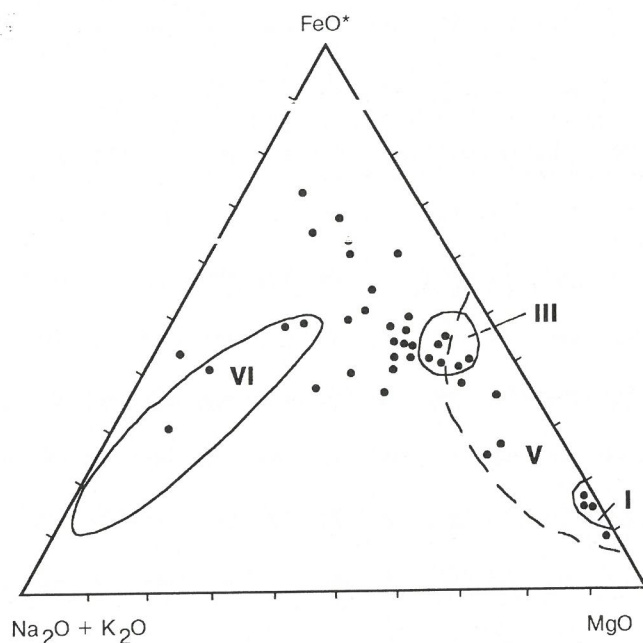
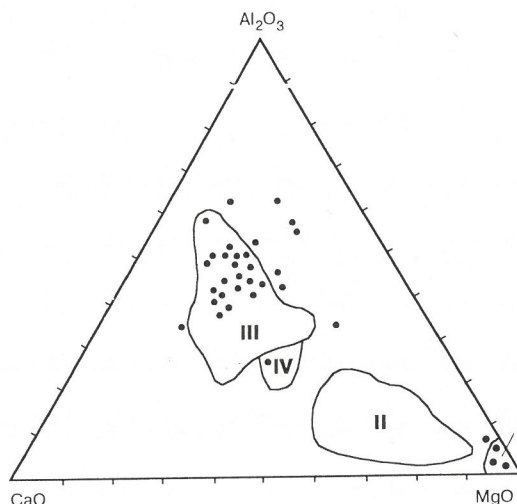


Рис. 5. Соотношение $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ (а) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$ (б) в метAPERИДОТИТАХ, метагабброидах и metabазальтах Уядинского блока:

поля диаграмм [6]: I — метаморфических перидотитов, II — ультраосновных кумулятов, III — основных кумулятов; IV — коматиитов, V — офиолитовых кумулятов, VI — серых гнейсов континентальных плит

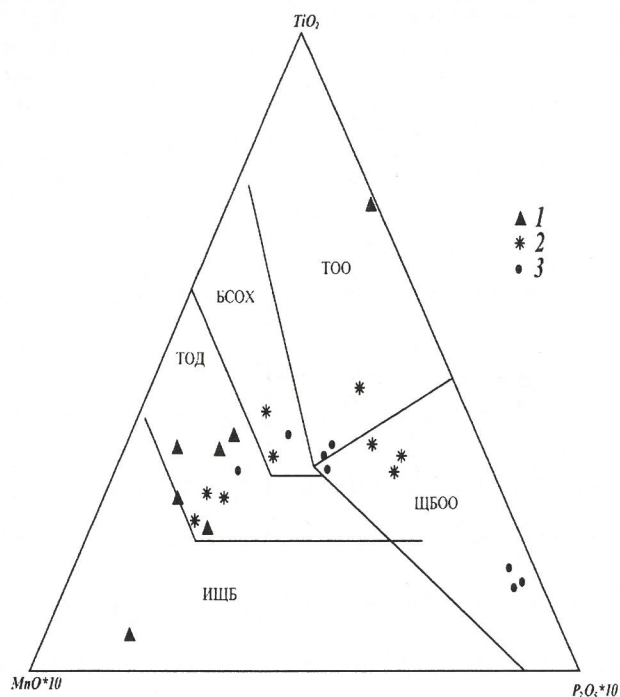


Рис. 6. Состав метаматических пород Уядинского блока в координатах $MnO \cdot 10 - TiO_2 - P_2O_5 \cdot 10$:

1 — метаперидотиты; 2 — метагабброиды; 3 — метабазальты; поля диаграмм [9]: ТОД — толеиты океанических дуг, БСОХ — базальты срединно-океанических хребтов, ТОО — толеиты океанических островов, ИШБ — известково-щелочные базальты островных дуг и континентальных рифтов, ШБОО — щелочные базальты океанических островов

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
2. Булгакова М.Д. Проблемы раннепалеозойской палеогеографии Якутии. // Геологическое строение и полезные ископаемые РС(Я): Матер. конфер. Т. 1: Регион. геол. Якутск, 1997. С. 65—68.
3. Горбов Г.С., Загружина И.А. Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород Колымского массива // Докл.АН СССР. 1971. Т. 197. №5. С. 1131—1132.
4. Гребенников Г.А., Работнов В.Т., Спектор В.Б. К стратиграфии верхнего докембрия Селеннянского кряжа // Докембрий и кембрий Северо-Востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1974. С. 12—13.
5. Колмен Р.Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
6. Кудрявцев В.А. Методика сопоставления горных пород по частным характеристикам распределения петрогенных компонентов и дискриминационным функциям // Бюлл. МОИП: Отд. геол. 1987. Вып. 2. С. 94—109.
7. Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{40}Ar-^{39}Ar$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойских // Докл. АН СССР. 1993. № 5. С. 621—624.
8. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Сев.-Вост. СССР. — Владивосток, 1989.
9. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. — М.: Недра, 1991.
10. Мишин В.М., Рукович В.Н. Тектоническая природа основания Индигиро-Колымского региона и ее металлогенические следствия // Геологическое строение и полезные ископаемые РС(Я): Матер. конфер. Т. 1. Якутск, 1997. С. 11—14.
11. Оксман В.С., Коллизийный пояс хр. Черского // Геологическое строение и полезные ископаемые РС(Я): Матер. конфер. Т. 1. Якутск, 1997. С. 11—14.
12. Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм. // Вестник МГУ. Сер. геол. 1982. № 4. С. 3—26.
13. Пискунов В.М., Абдурахманова А.И., Ким Ч.У. Соотношение «состав-глубина» для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулкан. и сейсм. 1979. № 4. С. 57—67.
14. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. // Геология окраинных бассейнов. М., 1987. С. 102—133.
15. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКГ. Т. 9: Петрология. М., 1984. С. 221—228.
16. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. — М.: Наука, 1981.
17. Arndt N.T., Naldrett A.I., Pyke D.R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro township, Northeast Ontario // J. Petrol. 1977. Vol. 18. N 2. P. 319—369.
18. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. Vol. 48. P. 43—55.
19. Trunilina V.A., Orlov Ju.S., Fedotov M.V. Composition of the crystalline basement of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozooids // Zeit schrift Geol. Wissenschaft, Berlin, 1994, Marz. P. 147—152.
20. Whalen J. A-type granites in New Brunswick // Geol. Surv. Can. Pap., 1986. 1a. P. 297—300.
21. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer.Mineral. 1985. N 9. P. 1228—1272.

УДК 552.321.1.(571.56)

© С.П. Роев, 1999

Магматизм Нальчанского ряда

С.П.РОЕВ

Нальчанский интрузивный ряд локализован в пределах Момо-Селеннянской тектонической зоны Верхоянской окраины Сибирского континента, у северной внешней границы Колымо-Омолонского микроконтинента. Интрузивные тела вытянуты цепочкой в субмеридиональном направлении вдоль Нальчанского разлома, по которому палеозойские карбонатные породы надвинуты на юрскую терригенную толщу (рис. 1). С юга на север здесь вскрываются: Джептогунская группа штоков, Джебдыгинский массив и массив Чук, между которыми картируются многочисленные малые интрузии и дайки.

Джептогунская группа штоков сложена мелкозернистыми диоритами, фациально сменяющимися габбро-диоритами и тоналитами, интродуцированными гранодиоритами. В составе Джебдыгинского массива преобладают гранодиориты, включающие ксе-

ноблоку мелкозернистых диоритов. Последние слагают также северо-западную часть выхода и, в свою очередь, содержат ксеноблоки среднезернистых габбро. В западной части массива закартирован локальный выход «гибридных» кварц-олигоклазовых пород, с многочисленными корродированными и резорбированными крупными зернами основного плагиоклаза, пироксенов и амфиболов. Эти породы, вероятно, образованы в результате раскристаллизации остаточного расплава глубоких горизонтов массива, вынесшего при своем внедрении ксенолиты габбро или диоритов. Наиболее крупный по площади массив Чук сложен в основном гранодиоритами, с фациальными переходами к кварцевым диоритами, тоналитам и плагиогранитам. В гранодиоритах отмечены ксеноблоки мелкозернистых диоритов. В эндо- и экзоконтактовых ореолах массивов и вдоль рассе-

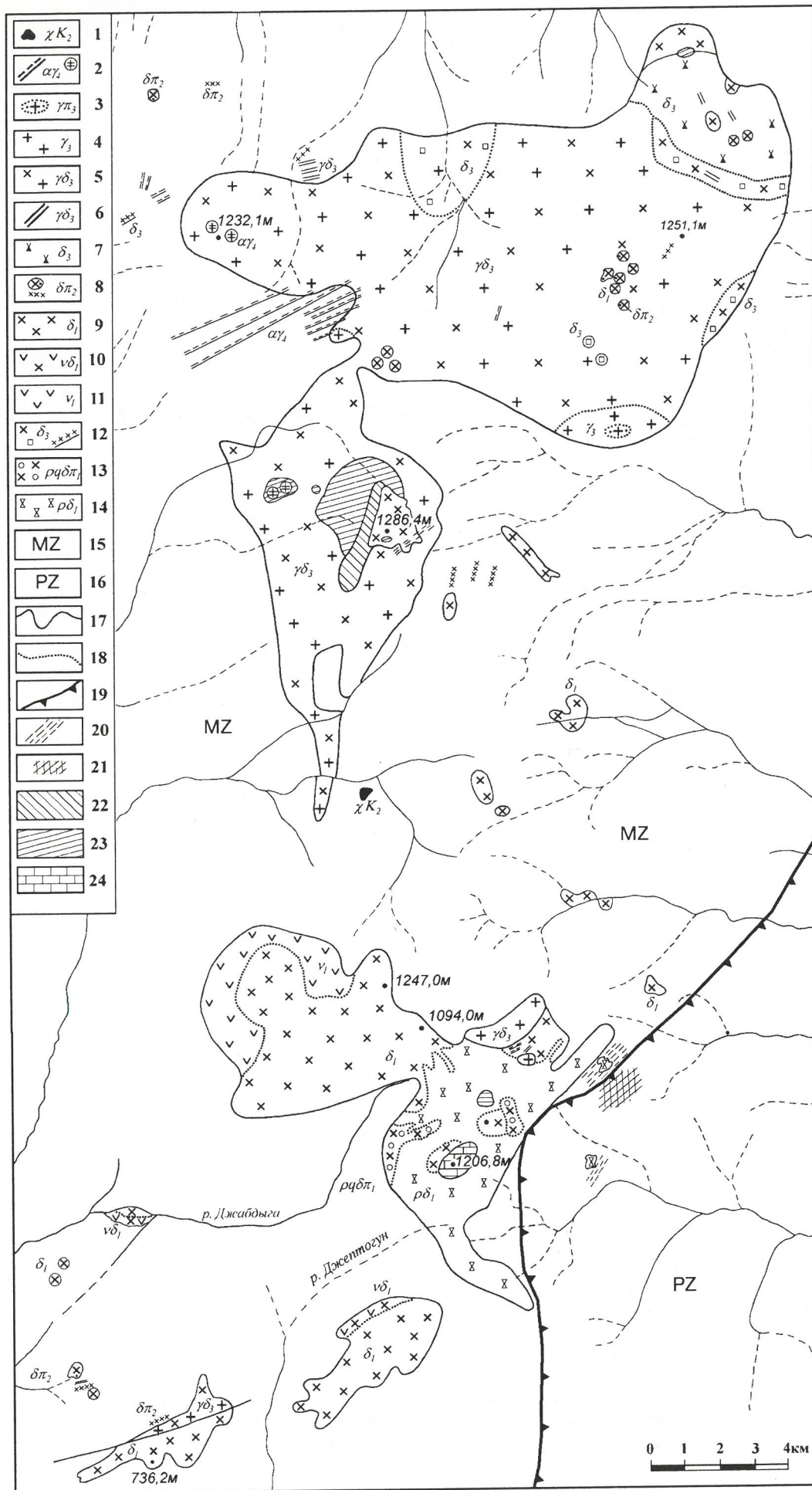


Рис. 1. Геологическая схема Нальчанского интрузивного ряда:

позднемеловые интрузии: 1 — лампрофиры; раннемеловые интрузии: 2 — дайки, малые тела аплитов, аплитовидных гранитов, 3 — дайки гранит-порфиров, 4 — граниты и плагиограниты массивов, 5 — гранодиориты и тоналиты массивов, 6 — дайки гранодиоритов, 7 — кварцевые диориты массивов, 8 — дайки, малые тела диоритовых порфиров; позднеюрские интрузии: 9 — мелкозернистые диориты массивов, 10 — габбродиориты массивов, 11 — средне- и крупнозернистые габбро; 12 — гибридные породы; пропилитизированные породы: 13 — диоритовые порфиры, 14 — мелкозернистые диориты; осадочные породы: 15 — терригенные породы триаса и юры, 16 — карбонатные и терригенно-карбонатные породы силура и девона; 17 — геологические границы; 18 — фациальные границы; 19 — Нальчанский надвиг; 20 — зоны дробления и сульфидизации; 21 — зоны скарнирования; 22 — останцы терригенных пород среднего отдела тоарского яруса ранней юры, 23 — то же верхнего; 24 — останцы палеозойских карбонатных пород

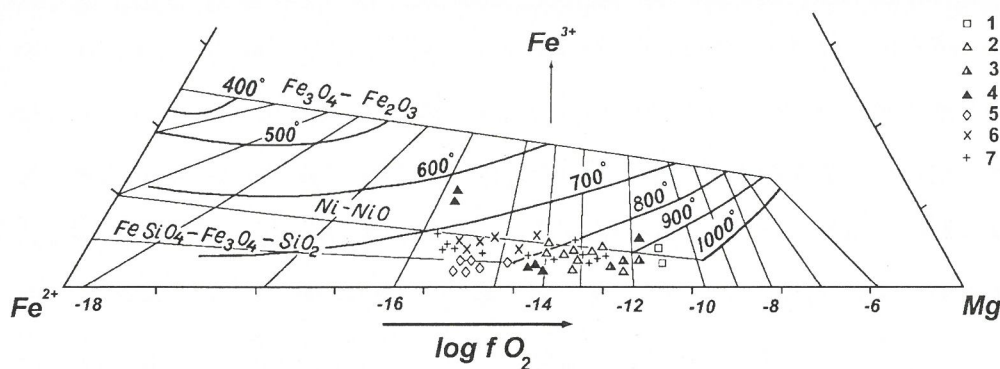


Рис. 2. Температуры и окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов магматических пород Нальчанского ряда:

1 — габбро; 2 — мелкозернистые диориты; 3 — то же, измененные; 4 — диоритовые порфиры; 5 — гибридные породы; 6 — гранодиориты; 7 — граниты

кающих их тектонических нарушений развиты зоны пропилитизации, окварцевания и сульфидизации, несущие золотую минерализацию.

Одноименные разности пород всех массивов обладают общностью петрографического состава, текстурно-структурных особенностей и типоморфизма минералов, что позволяет дать их сводное описание.

Габбро и габбро-диориты обладают габброофитовой, диабазовой, участками пойкилоофитовой и микропегматитовой структурами. Они сложены ос-

новным плагиоклазом и амфиболом, с подчиненным количеством пироксена и биотита и иногда содержат до 2% интерстиционного кварца и кварц-калшпатовых пегматоидных сростаний.

Диориты и кварцевые диориты — призматически зернистые, гипидиоморфнозернистые, участками микропегматитовые; в эндоконтактах массивов и в дайках — невадитовые, порфировые и гломеропорфировые, с микрогипидиоморфной и криптовой основной массой. От габброидов их отличают меньшие

Петрохимический состав магматических пород Нальчанского ряда, г/т

Компонент	Массив						
	Джебдыгинский			Джептуган		Чук	
	Габбро	Диориты	Гранодиорит	Диориты	Тоналит	Диориты	Гранодиорит
<i>n</i>	1	4	1	5	1	12	2
SiO ₂	52,98	0,58	0,65	55,09	0,66	60,61	66,12
TiO ₂	0,75	0,01	0,56	0,01	0,74	0,71	0,46
Al ₂ O ₃	16,08	16,08	0,16	16,56	0,16	16,62	16,47
Fe ₂ O ₃	0,53	0,41	0,84	1,43	0,48	0,88	0,45
FeO	7,92	3,38	2,51	6,66	3,02	4,88	3,27
MnO	0,11	0,06	0,01	0,08	0,08	0,06	0,04
MgO	7,85	4,93	0,03	5,09	3,21	3,02	2,75
CaO	8,78	10,09	0,03	7,13	0,04	4,67	4,21
Na ₂ O	1,86	1,56	4,85	0,02	2,86	2,37	2,54
K ₂ O	1,11	0,01	0,02	1,66	1,07	2,67	3,31
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,13	0,13	0,15	0,16	0
F	0,15	0,09	0	0,07	0,13	0,08	0,09
H ₂ O ⁻	0,33	0,26	0	0,22	0	0,21	0,15
H ₂ O ⁺	0,78	1,82	2,08	2,45	2,64	2,11	1,12
CO ₂	0,26	0,58	0	0,43	0	0,47	0,21
S	He обн.	0,07	0,07	0,05	0,02	0,02	0,02
Сумма	99,18	99,38	100,05	99,73	100	99,33	100,16
B	32	41	36	31	49	19	26
Li	—	34	56	57	63	45	51
Rb	—	18	155	105	46	72	109
Sr	230	240	250	298	400	235	220
Ba	460	1280	—	1238	740	1088	1090
Sn	4,7	8,1	4	28	9,7	5,9	3,7
Pb	18	26	25	38	40	16	23
Zn	143	129	55	195	200	68	68
Ag	0,07	0,18	0,3	0,1	0,07	0,1	0,05
Au, мг/т	7	5	6	7,6	10	4,7	50
V	190	156	134	168	89	102	74
Co	38	21	15	21	19	18	10
Ni	92	37	38	41	64	37	41
Cr	450	185	140	246	230	131	190
Zr	60	145	148	117	155	157	156
Nb	4	9	8	10	10	10	10
Sc	40	27	22	32	20	20	17
Yb	2,8	4	3	3,4	4	3,8	3,9
Y	17	22	31	26	36	26	29
Ce	13	20	7	15	—	44	—
La	6	18	3	5,5	—	43	—
Eu	1,4	0,7	0,7	1,1	—	1,2	—

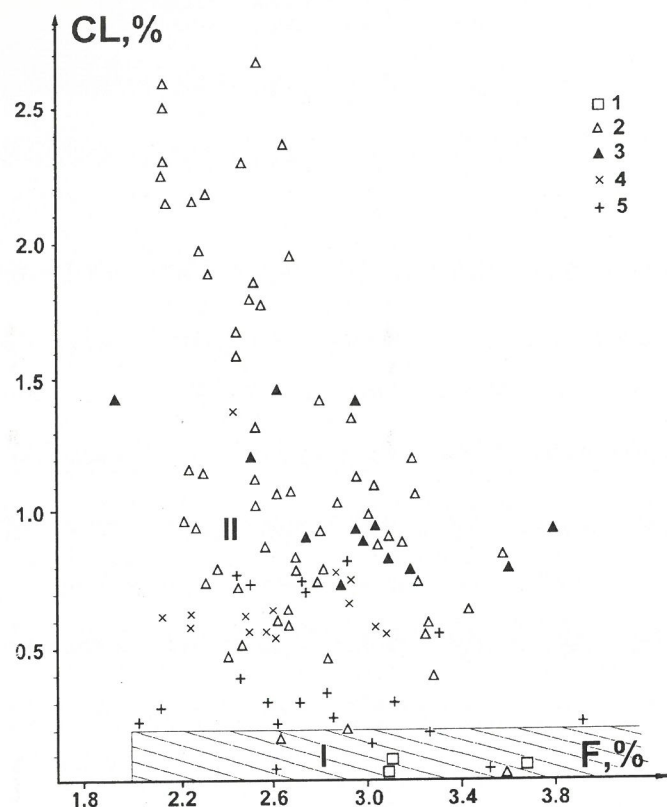


Рис. 3. Соотношение F и Cl в апатитах магматических пород Нальчанского ряда:

1 — габбро; 2 — диориты; 3 — диоритовые порфиры; 4 — гранодиориты; 5 — граниты; поля диаграммы [2]: I — апатиты производных сухих высокотемпературных магм, II — то же, низкотемпературных водных магм

суммарные содержания темноцветных минералов (в среднем 30%) при большем — кварца и биотита (13 и 9%) и стабильной примесью калишпата (в среднем 0,8%).

Гранодиориты, тоналиты, плагиограниты и граниты часто различаются между собой лишь содержанием калиевого минерала. Породы в центральных частях интрузивных выходов среднезернистые, с гипидио- или аллотриоморфнозернистой структурой. В эндоконтактах — мелкозернистые, иногда такситовые, порфиридные и порфировые; основная масса аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая, участками микропегматитовая.

Первым во всех петрографических разностях пород кристаллизуется *плаггиоклаз-битовнит* и *лабрадор-битовнит*: NN 70—81 в габброидах и диоритах, NN 76—80 — в крупных зернах гибридных пород Джебдыгинского массива. В более кислых породах плаггиоклаз этой основности слагает корродированные ядра зональных кристаллов и автолитовые скопления. Зерна его обычно незональные, с высокой степенью структурной упорядоченности (0,7—1) и низким содержанием орт (менее 4%), что указывает на относительно невысокую температуру кристаллизации. Плаггиоклаз этой генерации обрастает менее упорядоченным (0,5—0,7) зональным лабрадором, содержащим до 14% орт. Температура кристаллизации 1000—1100°C [10]. В гранодиоритах и плагиогранитах состав периферических зон плаггиоклаза отвечает олигоклазу NN 28—23.

Пироксен даже в габброидах количественно уступает амфиболу (в среднем 43 и 9%). В диоритах его

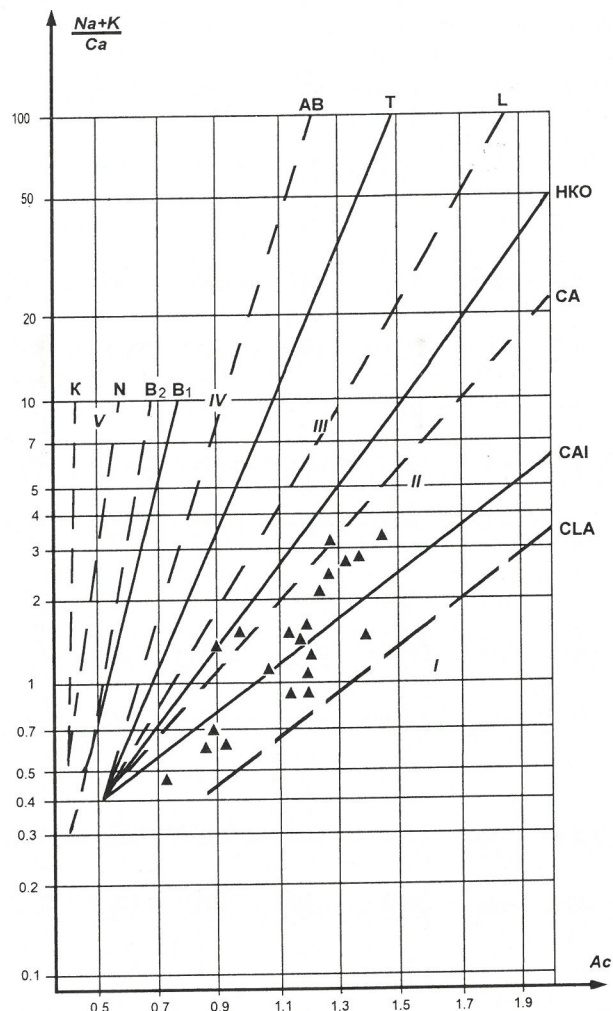


Рис. 4. Магматические серии пород Нальчанского ряда:

Ac — активность катионов [1]; тренды диаграммы [1]: CLA — толеитовый океанический, CAI — известковый низкощелочной (островодужный), CA — известково-щелочной (коровый орогенный), HKO — высококальциевый позднеорогенный, L — латитовый, T — трахитовый, AB — щелочно-базальтовый, B₁ — базанитовый, B₂ — нефелит-базанитовый, N — нефелинитовый, K — кимберлитовый; поля щелочности и группы серий: I — известковое (низкокальциевая толеитовая группа), II — известково-щелочное (среднекальциевая и повышенно калиевая группы), III — субщелочное (высококальциевая), IV — щелочное базальтовое, V — щелочное (нефелит-фонолитовая)

содержание не превышает первых процентов, а в более кислых породах обычно наблюдаются только его реликты. Ранняя генерация — авгит и субкальциевый авгит (wo 21 en 37 fs 25 jad 6, wo 16 en 41 fs 32) парагенетичны с основным лабрадором и кристаллизуются при повышенных давлениях ($Al^{VI} > Al^{IV}$) и температурах (1170°C). Более поздний парагенезис высококальциевого авгита-салита (wo 38—42 en 38—41 fs 10—16 jad 1—2 tsch 4—7) и ортопироксена (wo 0—3 en 50—51 fs 37—38 jad 0—1 tsch 0—7) образуется при температурах 1040—840°C и давлении $(6 \pm 0,5) \cdot 10^2$ МПа.

Амфибол преобладает среди темноцветных минералов всех пород, за исключением плагиогранитов и гранитов. Кристаллизуется вместе с андезином и дает гомоосевые псевдоморфозы по пироксену. Представлен обыкновенной роговой обманкой с f от 20 до 52% и высокими концентрациями галогенов (до 1,5% Cl и до 1,4% F). Давление при его образо-

вании, оцененное по Al^{IV}/Al^{VI} (0—3), составляло $(3 \pm 0,5) \cdot 10^2$ МПа [11].

Биотит в породах основного и среднего составов образуется только на позднемагматическом этапе, замещая амфибол. В породах кислого состава — на средне- и позднемагматическом этапах. Характеризуется повышенными концентрациями галогенов (Cl 0,4—1%, F 0,4—1,9%) и невысокой железистостью (37—57%). По соотношениям f-F биотиты габброидов и меланократовых диоритов соответствуют таковым производных мантийных магм, а более кислых пород — производных диорит-гранитных ассоциаций [2]. Температура кристаллизации биотита закономерно снижается от 900°C для габброидов до 700°C — для гранодиоритов, плагиигранитов и гранитов (рис. 2) параллельно с увеличением его железистости и снижением потенциала кислорода при его образовании. Максимальные активности воды и хлора в системе, напротив, достигаются при высокой температуре ($\log f H_2O$ 2,7—4,2; $\log f HCl$ 2,6—4,6, рассчитано по работе [15]) и соответствуют этим параметрам продуктивных золотоносных систем.

Калишпат в габброидах и диоритах представлен высоким ортоклазом. В гранодиоритах и гранитах преобладает промежуточный ортоклаз с содержанием ab от 37% в центре зерен до 10% — по периферии при менее 3% — ап. Температура кристаллизации не выше 780°C.

Самым распространенным из аксессуарных минералов является **ильменит**, представленный только низкотемпературной модификацией, обычной для ильменитов производных относительно водных расплавов (MnO 2—7%; MgO 0,1—0,4%). **Магнетит** присутствует во всех породах в небольшом количестве и содержит 0,2—0,4% Cr_2O_3 , что указывает на повышенную основность материнских расплавов.

Высокотемпературный титаномagnetит (TiO_2 8,17%) встречен только в единичных зернах.

Аксессуарный **гранат** в сростаниях с субкальциевым авгитом редок. Это преимущественно пироп-альмандин с содержанием ру до 39% в диоритах Джебдыгинского массива и до 17,2% — в кварцевых диоритах массива Чук. Давление при его образовании [12] достигало $12 \cdot 10^2$ МПа, что отвечает низам коры или границе кора-мантия. Соотношение в нем $MnO-CaO$ и $MgO-CaO$ говорит об умеренно водном характере материнских расплавов [5]. Во всех пробах встречен ксеногенный альмандин-гроссуляр (65—85% gross, 3—15% py), типичный для метаморфических пород глубоких горизонтов коры — амфиболитов, гранулитов, коровых эклогитов [6].

Циркон обладает варьирующими от габбровых до гранитных ZrO_2/HfO_2 (70—23) и низкими концентрациями всех примесных элементов. **Апатит** повсеместно представлен как высокотемпературным Cl-апатитом, так и F-апатитом водных магм (рис. 3). Отношения содержаний F и Cl в изученных апатитах к содержанию Na_2O в несущих их породах отвечают таковым для апатитов производных андезитоидных или базальтоидных расплавов, зарождавшихся в пределах эклогитовых горизонтов коры [13].

Петрохимический состав пород характеризуется низкой щелочностью и повышенной глиноземистостью (таблица). В нормативном составе габброидов оливиновый минал отсутствует. Во всех породах нормативный альбит преобладает над ортоклазом, а значимое содержание нормативного корунда (до 4%) рассчитано только для части кислых разновидностей, что еще раз подчеркивает повышенную основность магмообразующих субстратов. Породы принадлежат к известково-щелочной, с отклонениями к известковой низкощелочной магматической серии обстановке доплитной коллизии (рис. 4, 5). Габброиды и диориты относятся к **геохимическим типам** базальтов

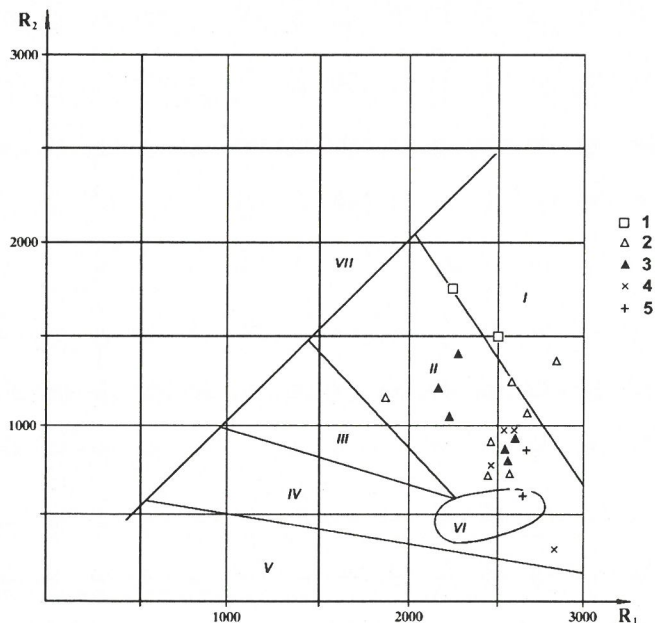


Рис. 5. Геодинамические обстановки формирования магматических пород Нальчанского ряда:

$R_1 = 4Si - (Na+K) - 2Fe$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$; 1 — габбро; 2 — диориты; 3 — диоритовые порфириты; 4 — гранодиориты; 5 — граниты Нальчанского узла; поля диаграммы [9]: I — производных мантийных магм, II — доплитной коллизии (субдукционная), III — постколлизиионного воздымания, IV — позднеорогенное, V — анорогенное, VI — синколлизиионное, VII — производных щелочных магм

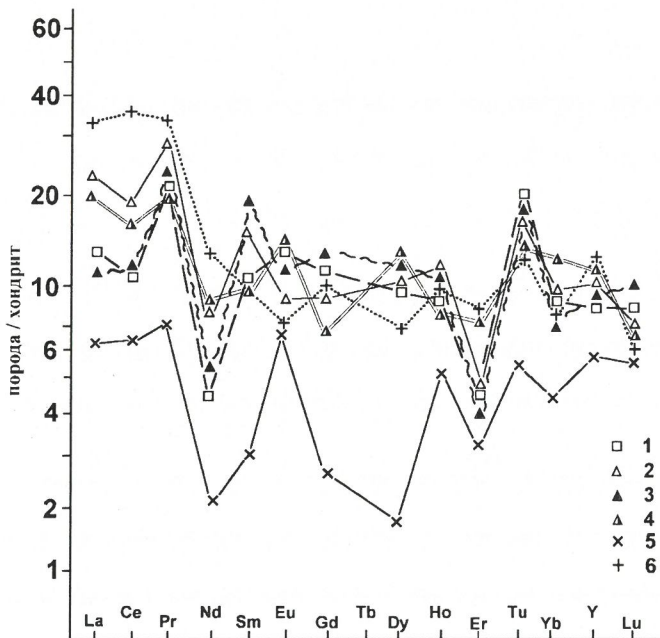


Рис. 6. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в породах Нальчанского ряда:

1 — габбро Джебдыгинского массива; 2 — диорит того же массива; 3 — диорит Джептутанского массива; 4 — кварцевый диорит массива Чук; 5 — гранодиорит Джебдыгинского массива; 6 — гранодиорит массива Чук

и андезитов активных окраин [3], а гранодиориты и граниты — к гранитоидам андезитового ряда. Все породы геохимически и металлогенически специализированы на Au, что в сочетании с высоким потенциалом кислорода и высокой активностью хлора (главного экстрагента Au) при кристаллизации пород определяет генерацию золоторудных проявлений.

По большинству индикаторных коэффициентов гранитоиды Нальчанского ряда близки гранитоидам М-типа, рассматривавшимся А. Уайтом [14] как типичные представители магматизма энсиматических дуг. Позднее гранитоиды М-типа были установлены и в пределах активных континентальных окраин. Они отличаются от островодужных большей ролью K_2O , Ba, Sr, Rb, Li и преобладанием гранодиоритов над плагиогранитами, что присуще и изученным породам. Подобные серии обычно синхронны поздним стадиям развития островных дуг и расположены в самых тыловых их частях или на примыкающих краях континентов [8]. Происхождение их связывается с кристаллизационной дифференциацией низкокальциевой водонасыщенной базальтовой магмы или с селективным плавлением эколотов или амфиболитов в мантийных условиях [7]. В первом случае породы обладают слабо дифференцированными трендами РЗЭ хондритового типа, во втором — более дифференцированными, с повышенными концентрациями легких лантаноидов. Для пород Нальчанского ряда более характерен первый тип трендов РЗЭ (рис. 6). В то же время низкие Ni/Co (2,2—2,4), индекс Куно (0,3—0,32) и магнезиальность (менее 0,5) изученных габброидов не дают оснований даже рассматривать их как производные недифференцированных мантийных магм.

Таким образом, весь рассмотренный фактический материал позволяет сделать вывод о возникновении

материнских для пород Нальчанского интрузивного ряда расплавов в результате селективного плавления нижнекоровых метаморфических субстратов повышенной основности. К первично мантийным, но контаминированным коровым материалом, можно отнести только габброиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
2. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. — М.: Недра, 1986.
3. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука, 1985.
4. Негрей Е.В. Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. — М.: Наука, 1983.
5. Попов В.С. Состав граната как показатель генезиса известково-щелочных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 3. С. 36—48.
6. Смирнов В.Н., Чашукина В.А., Пушкарев Е.В., Ведерников В.В. О природе акцессорных гранатов в породах габбро-гранитных серий Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. N 4. С. 956—960.
7. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
8. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. — М.: Мир, 1983.
9. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. Vol. 48. P. 43—55.
10. Brown W., Parsons J. Calometric and phase-diagram approaches to two-feldspar geothermometry a critique // Amer. Mineral. 1985. Vol. 70. N 3—4. P. 356—361.
11. Hammerstrom J.M., Zen E. Aluminium in Hbl an empirical igneous // Amer. Mineral. 1986. Vol. 71. N 11—12. P. 1297—1313.
12. Mercier J.-L.C. Single pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. Vol. 70. P. 1—37.
13. Trunilina V.A., Ivanov P.O. Fluorine and chlorine in apatites from granitoids of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides // Acta Univ. Carolinae. Geologica. 1998. N 42 (1). P. 165—168.
14. White A.J., Chappell B.W. Ultra-metamorphism and granitoid genesis // Tectonophysics. 1977. Vol. 43. N 4. P. 191—212.
15. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. N 9. P. 1228—1272.

УДК 551.251+551.72(571.56)

©В.И. Березкин, 1999

Метаморфизованный субщелочной дайковый комплекс в докембрии центральной части Алданского щита

В.И. БЕРЕЗКИН

Субщелочные и некоторые щелочные магматические породы принимают участие в строении фундамента древних платформ как гранит-зеленокаменных (ГЗО), так и гранулит-гнейсовых (ГГО) областей. Внедрение или излияние этих пород приходится на поздние этапы формирования и/или на эпохи стабилизации фундамента этих областей. На Алданском щите также известны эти породы: так, в Олондинском зеленокаменном поясе (ЗКП) закартированы поздние дайки слабо метаморфизованной пикрит-щелочнобазальтоидной серии [5]; в Алданской ГГО — субщелочная базальт-андезит-риолитовая серия (Федоровская толща), приуроченная к верхним частям разреза супракrustального гранулитового комплекса [6]. Встречаются субщелочные породы и в некоторых других геологических обстановках, природа которых часто остается неясной. Кроме того, при метаморфизме типоморфные минералы субщелочных и щелочных магматических пород не сохраняются. Поэтому в отсутствии или при недостаточном изучении химического состава эти поро-

ды не вычлняются из более широко распространенных пород нормальной щелочности. Именно к таким образованиям относятся рассматриваемые ниже породы.

Впервые подобные образования были обнаружены и описаны Е.И. Лавренко и Е.М. Лазько как гранодиориты и кварцевые диориты протерозойского возраста [4]. Дальнейшее их изучение выявило значительную метаморфическую перекристаллизацию и субщелочную природу этих пород [6].

В результате более поздних работ посещены известные и обнаружены новые обнажения, проведено представительное опробование, выявлены неизвестные разновидности, определены химические составы минералов и концентрации микроэлементов в породах. Все накопленные данные обобщены в настоящей статье.

Алданский щит расчленен на три области: Алданскую ГГО, Олекминскую и Батомгскую ГЗО, ограниченные с юга Становой складчатой областью (рис.1). Алданская ГГО, в свою очередь, разделена

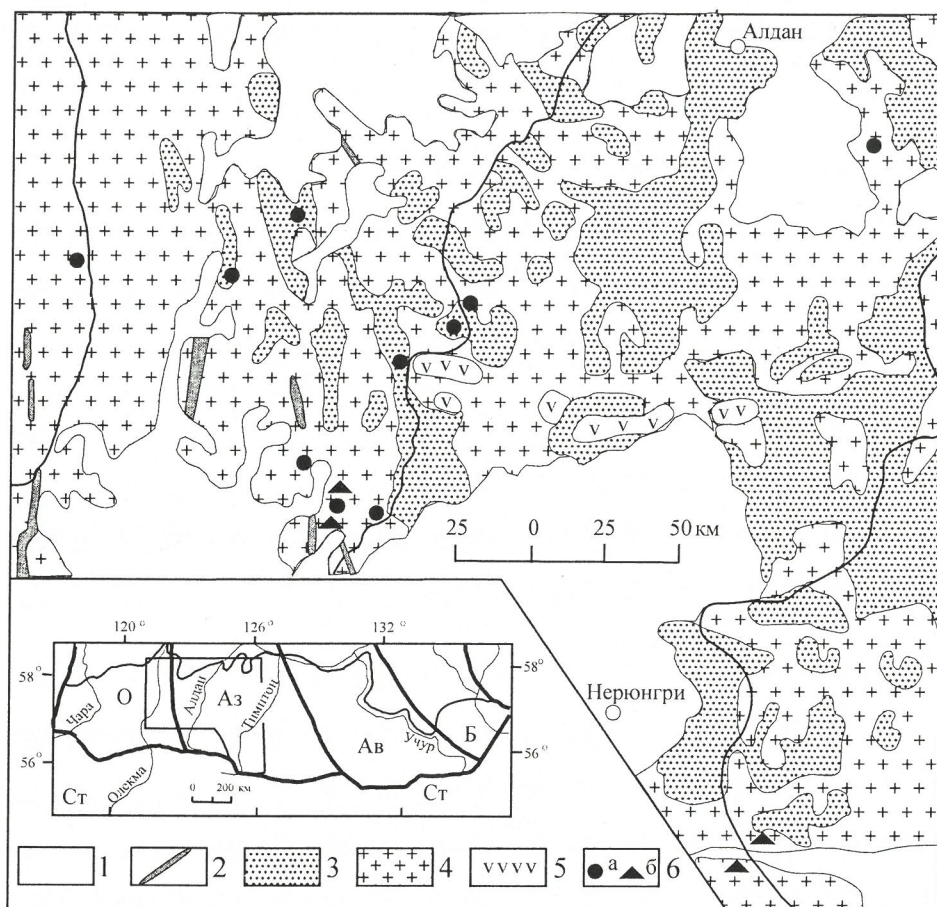


Рис. 1. Схема распространности метаморфизованных субщелочных пород дайкового комплекса в центральной части Алданского щита:

1 — отложения платформенного чехла; 2 — слабо и умеренно метаморфизованные породы зеленокаменных поясов и орогенных прогибов; 3 — высокометаморфизованные породы супракрустальных толщ; 4 — интразуральные гранитоидные породы; 5 — породы унгринского габбро-диоритового комплекса; 6 — места выходов даек метаморфизованных субщелочных пород (а) и пород, предположительно связанных с этим комплексом (б); на врезке — положение района распространения пород дайкового комплекса на тектонической схеме Алданского щита: Олекминская (О), Батомская (Б) гранит-зеленокаменные области; Алданская гранулит-гнейсовая область (Аз — западная, Ав — восточная части); Становая складчатая область (Ст); жирные линии — границы Алданского щита и его областей; тонкая линия — южная граница сплошного распространения отложений платформенного чехла

на западную и восточные части, различающиеся геологическим строением. Рассматриваемый район с выходами метаморфизованных дайковых пород субщелочного ряда приходится на западную часть Алданской ГГО и восточную окраину Олекминской ГЗО.

В западной части Алданской ГГО выделяются интразуальный комплекс (гранито-, чарнокито- и эндробитогнейсы) и залегающие на нем супракрустальные курумканская, амедичинская, чугинская и федоровская вулканогенно-осадочные толщи, метаморфизованные в гранулитовой, а местами в высокотемпературной амфиболитовой фации [6]. Известен унгринский метагаббро-плагитогранитный комплекс [6]. Локальные структуры, сложенные слабо и умеренно метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, рассматриваются как зеленокаменные пояса (ЗКП) и орогенные прогибы (ОП). Широко распространены разновозрастные граниты. Восточная часть Олекминской ГЗО сложена тоналит-трондьемитогнейсовым интразуальным комплексом, другими гранитоидами и фрагментарными выходами пород ЗКП и ОП. С развитием ЗКП и ОП связаны внедрение и метаморфизм даек основных пород толеитового ряда нескольких возрастных уровней [1, 6]. Формирование всех этих пород произошло в результате пяти тектонических циклов, развивавшихся от раннеархейского до раннепротерозойского времени [6]. Внедрение рассматриваемых дайковых пород отнесено к V, раннепротерозойскому циклу что подтверждено определением U-Pb возраста цирконов 1,9 млрд. лет [2].

Наибольшее число даек в коренном залегании отмечено в береговых обнажениях р.Алдан, выше и ниже бывшего п. Курумкан. Несколько коренных выходов зафиксировано по р.Алдан ниже устья руч.

Именкэх (выше устья р. Унгры), по р.Чуга ниже и выше устья р.Нелюкэ, а также ряд выходов в виде развалов в верховьях рек Алдан и Амедича. Наиболее восточная дайка находится на р.Правый Ыллымах, а западная — на р.Олекма. Почти на каждом из участков, отмеченных на рис. 1, наблюдаются по несколько тел, образующих рои даек. Дайки имеют в основном северо-восточное, реже субширотное простирание и крутое залегание. Мощность тел колеблется от нескольких десятков сантиметров до первых десятков метров, протяженность достигает сотен метров. Некоторые более крупные (1—1,5 км в поперечнике) выходы интерпретируются как штоки [4, 7], но ни один из них не откартирован. Секущие или согласные тела субщелочного комплекса наблюдались в обнажениях гранито- и трондьемитогнейсов, курумканской, амедичинской и чугинской толщ. Встречаются пересечения ими некоторых гранитов и, в свою очередь, секутся жилами других гранитов. Прямые геологические соотношения с породами федоровской толщи, унгринского комплекса, ЗКП и ОП неизвестны.

По петрографическим и петрохимическим критериям в соответствии с принятой в России классификацией магматических пород [3], выделены метаморфизованные: монцодиориты, субщелочные кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты и кварцевые диориты (таблица). Эти разновидности дайковых пород незначительно отличаются между собой по количественным соотношениям породообразующих минералов и имеют весьма близкие текстурно-структурные признаки. Каждая отдельная дайка сложена только одним видом пород. Несколько особняком стоят обнаруженные нами жильные дериваты дайкового комплекса: альбититы и метаморфизованные

Средние химические составы пород дайкового комплекса

Компонент	1(3)	2(13)	3(3)	4(2)	5(1)	6(3)	7(2)
SiO ₂	55,95	60,30	61,01	54,62	64,80	41,47	51,21
TiO ₂	2,32	2,22	2,51	2,74	0,48	5,84	2,18
Al ₂ O ₃	15,05	15,07	15,63	14,94	17,03	5,78	12,58
FeO*	8,62	7,23	7,48	16,37	3,21	15,97	9,64
MnO	0,09	0,06	0,07	0,02	0,06	0,25	0,14
MgO	3,14	2,53	2,34	0,54	2,25	15,22	6,06
CaO	5,34	4,20	4,12	1,79	3,66	13,18	9,48
Na ₂ O	3,62	3,86	3,24	8,05	4,26	1,52	2,97
K ₂ O	4,36	3,75	2,73	0,18	4,08	0,36	3,60
P ₂ O ₅	1,52	0,79	0,86	0,75	0,17	0,42	2,14
Ka	0,71	0,68	0,60	0,90	0,67	0,50	0,70
Cr	90(2)	46(6)	38(3)	36(1)	Н.о.	570(1)	—
Ni	36(2)	27(10)	30(3)	19(1)	14	640(1)	—
Co	22(2)	17(10)	21(3)	6(1)	3	86(1)	—
V	130(2)	84(10)	86(3)	96(1)	22	180(1)	—
Sc	17(2)	13(6)	—	3(1)	Н.о.	—	—
Sr	600(1)	660(10)	780(3)	120(1)	1150	100(2)	—
Ba	1800(1)	1700(10)	1500(3)	49(1)	6300	120(1)	—
Rb	—	110(6)	100(3)	—	—	н.о.	—
Zr	1200(1)	660(2)	800(2)	980(1)	75	660(2)	—
Nb	65(1)	23(2)	29(2)	75(1)	Н.о.	160(2)	—
Y	52(1)	61(2)	23(2)	130(1)	Н.о.	50(2)	—
Yb	3,6(1)	5,1(2)	2,3(2)	14,0(1)	Н.о.	4,7(1)	—
U	—	4,1(2)	3,2(1)	5,4(1)	—	—	—
Th	—	8,3(2)	16,5(1)	12,5(1)	—	—	—

Примечания. 1. Анализы пересчитаны на 100% без учета летучих. Н.о. — не обнаружено, прочерк — не определялось. В скобках — число проб. FeO* — все железо. Ka = (Na₂O + K₂O) / Al₂O₃ в молекулярных количествах, коэффициент алкаитности. Оксиды в %, микроэлементы в г/т. 2. Разновидности метаморфизованных пород дайкового комплекса: 1 — монцодиориты, 2 — субщелочные кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты, 3 — кварцевые диориты, 4 — альбититы, 5 — кварцевый сиенит из жилы, секущей дайку монцодиорита; породы, относящиеся к тому же комплексу предположительно: 6 — магнетит-амфиболовые, 7 — метадиабазы. 3. Анализы выполнены в Институте геологических наук СО РАН (г. Якутск): силикатные — рентгено-флуоресцентным, микроэлементы — количественным спектральным методами, Rb — методом пламенной фотометрии. U и Th определены в Объединенном институте геологии, геофизики и минерологии (ОИГМ) СО РАН лазерно-люминесцентным методом.

кварцевые сиениты (для краткости в дальнейшем определение метаморфизованные часто опускается).

Дайки сложены мелко-, редко среднезернистыми серыми, розовато- или желтовато-серыми массивными или слабо сланцеватыми породами. Они обычно содержат реликтовые порфировидные выделения плагиоклаза до 1 см в поперечнике. По микроноздровым анализам эти выделения представлены андезитом (An 35–40%) с узкими олигоклазовыми (An 13–27%) краевыми зонами. Основная ткань породы сложена изометричными зернами олигоклаза, калишпата, кварца, среди которых более или менее равномерно рассеяны зерна магнетита, апатита, сфена и циркона. В основной ткани находятся также бурый биотит, зеленая или синевато-зеленая роговая обманка, в некоторых породах отсутствующая. Кроме того, они образуют более крупные до 0,5 см в поперечнике зерна и листочки часто с многочисленными включениями кварца и плагиоклаза и неровными, бухтообразными краями, т. е. эти минералы скорее всего представляют из себя пойкилопорфирообласты, а не магматические образования, что подтверждается их химическими составами. Содержание минералов в дайковых породах следующее (в %): биотит 5–25 (редко до 35), роговая обманка 0–15, плагиоклаз 30–60, калишпат 3–30, кварц 3–20, магнетит 5–10, апатит 1–3, сфен 0,5–3.

Жильный кварцевый сиенит от дайковых пород отличается значительной лейкократовостью и крупнозернистостью. Кроме того, в ней наблюдаются только единичные зерна сфена, магнетита и апатита. Мелкозернистые альбититы содержат обильное количество сфена, апатита и особенно магнетита, но отличаются от дайковых пород отсутствием роговой обманки, биотита, калишпата и кварца.

По ассоциациям минералов и их химическим составам метаморфизм пород дайкового комплекса со-

ответствует амфиболитовой фации. Какие-нибудь признаки химических изменений пород при метаморфизме отсутствуют.

Основное количество анализов попадает в поле пород семейства субщелочных кварцевых диоритов-кварцевых монцонитов [3] (см. таблицу, рис. 2). Для этих пород характерно незначительное преобладание K₂O над Na₂O, хотя изредка наблюдаются и обратные соотношения с сильным преобладанием Na₂O. В кварцевых диоритах нормального ряда Na₂O устойчиво преобладает над K₂O, а в монцодиоритах щелочи содержатся в сопоставимых концентрациях или K₂O преобладает над Na₂O.

В общем породы дайкового комплекса, кроме по-

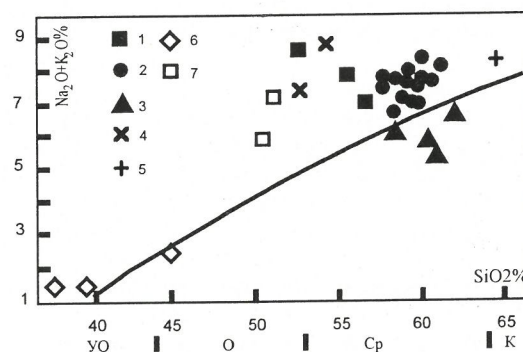


Рис. 2. Распределение точек анализов пород дайкового комплекса на диаграмме SiO₂ — (Na₂O + K₂O) [3]:

УО — ультраосновные, О — основные, СР — средние и К — кислые породы; метаморфизованные породы дайкового комплекса: 1 — монцодиориты, 2 — субщелочные кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты, 3 — кварцевые диориты, 4 — жильные альбититы, 5 — жильный кварцевый сиенит; породы, относящиеся к тому же комплексу предположительно: 6 — магнетит-амфиболовые [7], 7 — метадиабазы [7]; выше косой линии — поле субщелочных пород, ниже — поле пород нормальной щелочности

вышенной щелочности, что подтверждается и коэффициентами агрегатности (см. таблицу), характеризуются высокими или повышенными содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Nb, Y, Yb, Sr и Ba при пониженных или умеренных содержаниях элементов группы железа, Rb, U и Th. Редкоземельные элементы (РЗЭ) определены только в пробах субщелочного кварцевого диорита и кварцевого монцодиорита. Эти породы обогащены РЗЭ, особенно легкими и характеризуются крутой кривой распределения с незначительной отрицательной аномалией Eu (см. таблицу, рис.3).

Альбититы сильно отличаются от других видов пород по высокому содержанию Na_2O , FeO (все железо) и весьма низкими и низкими содержаниями K_2O , MgO, CaO, Sr, Ba, Yb. Вместе с тем альбититы, так же как и другие породы комплекса, имеют высокие концентрации TiO_2 , P_2O_5 , Zr и умеренные и низкие U и Th, элементов группы железа. Кварцевый сиенит (прожилка в дайке монцодиорита) — порода наиболее богатая кремнеземом, алюминием, Ba, Sr и наименее бедная FeO, TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Nb, Y, Yb и элементами группы железа.

Таким образом, рассматриваемый метаморфизованный комплекс, по современному состоянию изученности, сложен породами среднего состава. Гранодиориты, являющиеся, по мнению предыдущих исследователей, одними из главных пород комплекса, нами не обнаружены. Единственный известный анализ «гранодиорита» [4] соответствует кварцевому монцодиориту или субщелочному кварцевому диориту, а не гранодиориту.

Особенности пород этого комплекса — высокие содержания магнетита, сфена и апатита, повышенная щелочность, высокие и повышенные концентрации TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Sr, Ba, Nb, Y и РЗЭ. По этим признакам породы комплекса отчетливо отличаются от пород, близких по возрасту (IV и V тектонические циклы [6]), петрографии и отчасти петрохимии: метадiorитов унгринского и амуннактинского комплекса, метаморфизованных средних вулканитов тасмиелинской серии [1, 6]. Субщелочные кварцевые диориты (шток), прорывающие метавулканыты Субганского ЗКП [6], обнаруживают очень близкий химический состав с породами рассматриваемого дайкового комплекса. Но полное отсутствие метаморфизма, некоторая обогащенность элементами группы железа и обедненность Sr субганских кварцевых диоритов не позволяют коррелировать их с изученными породами. Метадиориты и кварцевые диориты нормального ряда бассейна р.Амедици [7] более древнего возраста (IV цикл) по формам залегания, петрографии и породообразующим оксидам довольно близки к породам субщелочного дайкового комплекса, но в них не определены микроэлементы.

Имеющиеся у нас данные проанализированы и с точки зрения возможного присутствия в изученном районе более основных пород субщелочного комплекса. Метаморфизованные диабазы и габбро-диабазы V тектонического цикла в целом не имеют геохимического родства с рассматриваемыми поро-

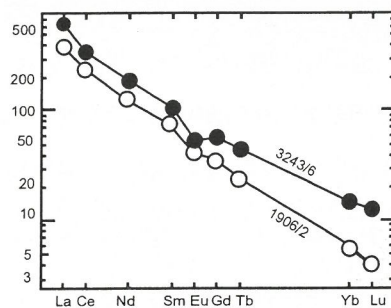


Рис. 3. Нормированное к хондриту распределение редкоземельных элементов в метаморфизованном субщелочном кварцевом диорите (3243/6) и кварцевом монцодиорите (1906/2)

дами [1, 6]. Но редкие породы, например, «рудное габбро» верховьев р.Амедици и метадиабазы верховьев р.Тимптон [7] обнаруживают такое родство (см. таблицу). Поэтому нельзя исключать возможность принадлежности этих пород к изученному комплексу.

Обращает на себя внимание удивительное постоянство петрографии, минералогии, особенностей химического состава пород и метаморфизма комплекса независимо от состава и степени метаморфизма вмещающих их пород. Особенно интересно то, что монцодиорит, секущий трондьемитогнейсы Олекминской ГЗО, по всем упомянутым параметрам практически идентичен субщелочным породами, секущими гранитогнейсы и супракrustальные породы Алданской ГГО. Эти области отличаются между собой существенно разными составами слагающих их пород и разной предысторией геологического развития. Такая независимость состава пород субщелочного комплекса может свидетельствовать, с одной стороны, о мантийном источнике их магмы и отсутствии взаимодействия ее с веществом коры; а с другой, о внедрении этих пород в период, когда Алданская ГГО и Олекминская ГЗО развивались как единая континентальная плита. Т.е. породы дайкового комплекса, скорее всего, представляют собой внутриплитные образования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проекту 98-05-65416.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.И. Геохимия метабазитов восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
2. Дук В.Л. Докембрий Алданского щита (Структурная эволюция и история развития): Автореф. дисс... доктора геол.-минер. наук. С-Петербург, 1989.
3. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Е.Д.Андреева., О.А.Богатиков., М.Б.Бородаевская. и др. — М.: Недра, 1981.
4. Лазыко Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. — Львов: изд-во ЛГУ, 1956.
5. Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Олондинский зеленокаменный пояс. — Якутск, 1990.
6. Ранний докембрий Южной Якутии / В.Л.Дук, В.И.Кицул, А.Ф.Петров и др. — М.: Наука, 1986.
7. Реутов Л.М. Докембрий Центрального Алдана. — Новосибирск: Наука, 1981.

Радиогеохимические особенности монцонитоидов Сибирской платформы

О.В.КОРОЛЕВА, Б.В.ОЛЕЙНИКОВ, Л.П.РИХВАНОВ

Разновозрастный базитовый магматизм древних платформ нередко сопровождается формированием в рамках единого магматического цикла тел, сложенных породами повышенной щелочности и кремнекислотности. На их взаимоотношения и генезис существуют различные точки зрения [1, 6 и др.]. Результаты изучения авторами геохимии петрогенных и редких элементов в породах среднего и кислого составов Сибирской платформы позволяют выделять по меньшей мере три генетические группы подобных образований, связанные как с внутрикамерной, так и глубинной эволюцией толеит-базальтовых расплавов [5]. Выделенные монцонитоиды обладают четкой спецификой масштабов и морфологии проявления, местоположения в структуре интрузивных тел, особенностей вещественного состава и определенными геохимическими характеристиками: типом щелочности, уровнем накопления несовместимых с кристаллизующейся базальтовой магмой элементов, а также спецификой распределения редких элементов. Особый интерес представляют радиоактивные элементы (РАЭ), являющиеся, по мнению многих исследователей, чуткими индикаторами обстановок [2]. Распределению U и Th в монцонитоидах Сибирской платформы, связанных с глубинной эволюцией толеит-базальтовой магмы, и посвящена настоящая статья, дополняющая информацию по геохимии продуктов базитового магматизма на платформах.

На Сибирской платформе значительные объемы расплавов среднего и кислого составов обязаны своим появлением флюидомагматическим процессам в открытых магматических системах [5], что может быть результатом: 1) глубинной эволюции толеит-базальтовой магмы в промежуточных очагах, осложненной влиянием существенно водного богатого калием флюида (сложные дайки Вилюйской палеорифтовой системы и Уджинского авлакогена [3, 9]); 2) кислотно-основного взаимодействия базальтовой магмы с кислотным восстановительным флюидом в протяженной магматической колонне с

образованием монцонитоидов в ее фронтальных частях (Джалтульский трапповый интрузив [4]).

С развитием Вилюйской палеорифтовой системы связаны среднепалеозойские базиты, которые, как известно, обогащены по сравнению со средним траппом калием и связанными с ним литофильными элементами [6, 8]. Наиболее ярко эти особенности проявились в магматитах Чаро-Синского дайкового пояса [3, 9]. Геодинамический режим, характеризующийся пульсационным открытием магмоподводящих каналов, способствует задержке расплава в промежуточных очагах и благоприятствует поступлению глубинного флюида. Метамагматическое преобразование толеит-базальтовой магмы щелочным флюидом идет на фоне ее кристаллизационной дифференциации. В результате появляются расплавы повышенной щелочности и кремнекислотности, формирующие как простые, так и многократные трещинные интрузивы, сложенные следующей магматической последовательностью: габбро-долериты — субщелочные габбро-долериты — кварцевые субщелочные габбро-долериты — кварцевые монцонит-порфиры — кварцевые сиенит-порфиры. Полученные для данной магматической серии радиогеохимические характеристики (табл.1) не противоречат предложенной модели образования пород. Установлен повышенный геохимический фон радиоактивных элементов: K, U и особенно Th, образующих специфическую элементную ассоциацию. Средние содержания U (0,8—0,9 г/т) и Th (5,5—6,2 г/т) в габбро-долеритах и субщелочных габбро-долеритах превышают данные, полученные для габбро-долеритов Вилюйско-Мархинской зоны (той же тектонической структуры) по U в 2, а по Th в 3 раза (см. табл.1). В целом наблюдается строгая корреляция между содержанием радиоактивных элементов, калия и кремнезема. В кварцевых монцонит-порфирах по сравнению с базитами концентрация U увеличивается еще в 2—4, а Th в 2—5 раз. Для кварцевых сиенит-порфиров наблюдается дальнейшее 2-кратное увеличе-

1. Радиогеохимическая характеристика магматитов Чаро-Синского дайкового пояса Вилюйской палеорифтовой системы

Объект, порода	SiO ₂ , %	K ₂ O, %	U, г/т	Th, г/т	Th/U
Чаротоккинский силл: габбро-долериты, п 7	47,82	1,00	$\frac{0,4 - 1,3}{0,9}$	$\frac{2 - 7}{5,1}$	5,7
Силл М-68: габбро-долериты, п 5	48,55	1,01	$\frac{0,74 - 0,98}{0,84}$	$\frac{4 - 9}{5,8}$	7,3
Нучалы-Юряхская дайка: субщелочные габбро-долериты, п 11	51,21	0,97	$\frac{0,58 - 0,80}{0,67}$	$\frac{1 - 9}{4,2}$	6,2
Верхнемархинская дайка: субщелочные габбро-долериты, п 14	49,62	1,91	$\frac{0,4 - 1,4}{0,76}$	$\frac{3 - 11}{6,6}$	8,7
кварцевые монцонит-порфиры, п 13	58,91	3,92	$\frac{1,8 - 2,3}{2}$	$\frac{10 - 17}{13}$	6,6
Дайка М-68: субщелочные габбро-долериты, п 8,	50,87	1,57	$\frac{0,65 - 1,5}{0,9}$	$\frac{5 - 10}{7,4}$	8,2
кварцевые сиенит-порфиры, п 35	64,60	5,29	$\frac{3 - 4,4}{3,5}$	$\frac{17 - 26}{22}$	6,3
Олекминский интрузив: кварцевые сиенит-порфиры, п 21	67,37	4,85	$\frac{3,1 - 5,1}{4,2}$	$\frac{22 - 33}{28}$	6,2
Вилюйско-Мархинская зона; габбро-долериты [8]			0,5	1,7	3,4

Примечания. 1. В числителе — пределы содержаний, в знаменателе — среднее. 2. Химический анализ пород выполнен в отделе ФХМА ИГН СО РАН (г. Якутск) с использованием традиционных методик; РАЭ определены в ЦАЛ ПГО «Березовгеология» (г. Новосибирск): U — лазерно-люминесцентным методом с чувствительностью 0,01 г/т и относительной погрешностью 15—20%, Th — рентгеноспектральным анализом с чувствительностью 2 г/т и относительной погрешностью 20—30%, и методом ИНАА в ТПУ (г. Томск) с погрешностью воспроизводимости 10—30%.

ние содержания этих элементов: соответственно U до 4 г/т, а Th до 26 г/т. Таким образом, наблюдается 4—5-кратное увеличение концентрации РАЭ к конечным продуктам эволюции расплава. При этом радиохимический облик всех дифференциатов определяет повышенная ториеенность и высокое Th/U (5,7—8,7), которое типоморфно для щелочных базитов мантийного генезиса [2]. Эти характеристики ярко подчеркивают щелочной уклон толеит-базальтовой магмы Чаро-Синского дайкового пояса. Интересно отметить, что по уровню содержания и характеру распределения РАЭ кварцевые сиенит-порфиры приближаются к трахитам и трахилипартам намагниченной свиты (U 3,3 г/т, Th 34 г/т, Th/U 10,3), приуроченным к вулканическим центрам той же Чаро-Синской зоны разломов, на основании изучения которой В.Л. Масайтисом с коллегами [7] была выделена Лено-Вилюйская радиогеохимическая провинция повышенной радиоактивности. Отмеченная геохимическая специализация интрузивных монцонитоидов, распространяющаяся и на когенетичные, аналогичные по химизму эффузивы, позволяет предполагать общий источник обогащения их радиоактивными элементами и связывать с единым процессом, в частности, с влиянием трансмагматического водного флюида повышенной щелочности, на длительно эволюционирующий в глубинном промежуточном очаге толеит-базальтовый расплав в геодинамических условиях палеорифтогенеза.

Следующая группа монцонитоидов наиболее хорошо изучена в Джалтульском трапповом интрузиве (ДИ), расположенном на северо-западе Сибирской платформы [4]. ДИ образован путем последовательного поступления в камеру магмы, эволюционировавшей в протяженной магматической колонне. Северная часть залежи формировалась из расплава ее фронтальной зоны. Здесь наблюдается четкое трехчленное строение разреза: нижняя и средняя зоны представлены соответственно оливиновыми и кварцсодержащими габбро-долеритами, а верхняя — последовательно магнетитовым габбро, габбро-пегматитами, габбро-диоритами и около 35 м прикровлевой зоны кварцевыми монцодиоритами. Последние выполняют также многочисленные жилы-апофизы во вмещающих породах. Щелочно-кремнекислые магматиты характеризуются высокой концентрацией калия, содержание которого в кварцевых монцодиоритах головной части ДИ отличается от такового в оливиновых габбро-долеритах тыловой в

10 раз и более. В то же время количество натрия увеличивается в 2—2,5 раза, и уровень накопления этого щелочного элемента не превышает средний, наблюдающийся для внутрикамерно дифференцированных трапповых интрузивов. Элементы, расположенные в порядке возрастания их накопления в процессе эволюции сформировавшего ДИ расплава: U, La, Ba, Zr, Rb, Th, Nb, Y и Yb, образуют единую элементную ассоциацию [4], отражая единство процесса, обусловившего их распределение. Данные по содержанию РАЭ в разновидностях пород ДИ приведены в табл. 2. Содержание U имеет широкий разброс во всех типах пород: от значений ниже чувствительности анализа в оливиновых габбро-долеритах до 0,8—1,8 г/т в породах средней и верхней зон, а Th — от следов до 12 г/т. В среднем от кварцевых габбро-долеритов к монцодиоритам содержание U возрастает в 2 раза, причем скачок наблюдается лишь при переходе к монцодиоритам. Изменение содержания Th от дифференциата к дифференциату более последовательно и его количество в рассматриваемом ряду возрастает в 8 раз и более. Радиоактивность монцонитоидов шлировой фации кварцевых габбро-долеритов идентична таковой соответствующих пород верхней зоны. Индикаторное отношение Th/U имеет широкий разброс частных значений, в среднем укладываясь в пределы 2,5—5, несколько повышаясь в породах шлиров. Эти отношения типичны для основных пород [2]. В собственных монцодиоритах U и Th ведут себя независимо: первый не имеет значимой корреляционной связи с остаточными элементами, нарушенной большим влиянием эманационной дифференциации на его поведение, тогда как Th сохраняет положительную корреляцию с калием, что хорошо согласуется с известной большей зависимостью содержания Th от калиевого содержания пород по сравнению с U, и соответствующим возрастанием Th/U в процессе дифференциации базальтового расплава [2]. Несмотря на относительно высокое накопление РАЭ в монцонитоидах ДИ, оно значительно уступает наблюдаемому для магматитов Чаро-Синского дайкового пояса. Различаются и элементные ассоциации, в состав которых входят РАЭ. Анализ распределения РАЭ в Джалтульском интрузиве совместно со всеми изученными редкими элементами [4] показывает, что их поведение подчиняется закономерностям, обусловившим образование монцонитоидного расплава как результата выноса щелочей и сопутствующих подвижных

2. Радиогеохимические характеристики пород фронтальной части Джалтульского интрузива

Породы	SiO ₂ , %	K ₂ O, %	U, г/т	Th, г/т	Th/U
Кварцевые монцодиориты жильной фации, <i>n</i> 24	63,64	3,40	$\frac{1,0-2,6}{1,8}$	$\frac{3-11}{7,8}$	4,3
Кварцевые монцодиориты верхней зоны, <i>n</i> 12	62,30	3,10	$\frac{0,8-4,5}{1,5}$	$\frac{2-12}{6,5}$	4,3
Монцодиорит шлировой фации, <i>n</i> 1	63,64	3,38	1,4	9	6,4
Габбро-диорит верхней зоны, <i>n</i> 1	54,31	1,97	0,8	4	5,0
Габбро-диорит шлировой фации, <i>n</i> 1	56,38	2,17	$\frac{0,6-1,4}{1,0}$	$\frac{\text{Сл.}-9}{5}$	5,0
Габбро-пегматиты верхней зоны, <i>n</i> 7	49,80	1,30	$\frac{0,6-1,5}{0,9}$	$\frac{2-8}{4,5}$	5,0
Габбро-пегматиты шлировой фации, <i>n</i> 2	51,44	1,62	$\frac{0,7-1,0}{0,9}$	$\frac{5-7}{6}$	6,9
Магнетитовое габбро, <i>n</i> 12	43,96	0,55	$\frac{0,2-0,9}{0,8}$	$\frac{\text{Сл.}-6}{2,6}$	3,3
Кварцевые габбро-долериты средней зоны, <i>n</i> 4	49,80	0,62	$\frac{0,6-1,1}{0,8}$	$\frac{\text{Сл.}-3}{2}$	2,5
Оливиновые габбро-долериты нижней зоны, <i>n</i> 12	47,24	0,32	Не обн.	Не обн.	—

3. Радиогеохимические характеристики пород Норильского района

Объект, порода	SiO ₂ , %	K ₂ O, %	U, г/т	Th, г/т	Th/U
Норильск -I, обр. НК1-12г, кварцевый монцодиорит	55,87	2,16	3,7	6,9	1,9
Норильск -II, обр. НК2-7а, альбитизированный диорит	57,51	0,40	2,3	10,0	4,3
Норильск -II, обр. НК2-8, плагиоаплит	69,58	0,12	6,1	10,0	1,6
Талнах, обр. 608-416, субшелочной габбро-диорит	51,23	4,58	4,6	9,6	2,9
Верхний Тулаек-Таас, обр. 207-382, альбитизированный метадiorит	58,15	0,24	He обн.	8,2	—
Верхний Тулаек-Таас, обр. 207-384, альбитизированный метадiorит	56,74	0,16	He обн.	5,6	—
Гора Зуб, обр. 3-II, субшелочной диорит	55,25	0,94	2,1	8	3,8
Болгохтох, кварцевый сиенит	65,45	4,96	11	23	2,1

элементов из тыловой во фронтальную часть протяженной магматической колонны в результате кислотно-основного взаимодействия толеит-базальтовой магмы с кислотным восстановительным флюидом.

Аналогичный механизм допускается и для образования щелочно-кремнекислых магматитов, развитых в кровле дифференцированных рудоносных интрузий Норильского района и образованных из расплава во фронтальных частях магматической колонны [5]. Анализ содержаний РАЭ в щелочно-кремнекислых образованиях ряда интрузий Норильского района (табл.3) показал высокий уровень содержаний U и Th, превышающий таковые, приводимые для основных пород Норильского района [2] по U в 10—20, а по Th в 3—6 раз. Содержание Th в щелочно-кремнекислых дифференциатах различных интрузивов близко (см. табл. 3). В этом ряду выделяется лишь Болгохтохский интрузив, имеющий проблематичный генезис. Концентрация в нем U обладает большей дисперсией и уровнем накопления: от содержания ниже чувствительности анализа в натровых породах Тулаек-Тааса до 6 г/т в плагиоаплитовой жиле интрузива Норильск-II. Низкие Th/U (1,6—4,3) свидетельствуют о нарушении условий пропорционального концентрирования этих элементов, которое можно объяснить нестабильной окислительно-восстановительной обстановкой в процессе кристаллизации насыщенных флюидами магм и соответственно различной миграционной способностью элементов. Легко окисляемый и образующий легкорастворимые комплексы U является более подвижным элементом. Высокий пай U в балансе РАЭ отражает специфику флюидомагматического режима расплава, формирующих лейкократовые породы Норильских рудоносных интрузивов.

Таким образом, в монцитонитоиде Сибирской

платформы отмечаются значительные вариации содержания U и Th в зависимости от условий образования и специфики флюидомагматических процессов в конкретных магматических системах, и радиогеохимическая специализация магматитов может успешно использоваться для решения вопросов петрогенезиса платформенных магматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжилов О.А. Многообразие траппов и исходные магмы. — Новосибирск: Наука, 1989.
2. Ковалев В.П., Тикунов Ю.В., Михалев С.К., Лагута О.Н. Вариации микросодержаний урана и тория в глубинных и поверхностных изверженных породах траппового чехла Сибирской платформы // Геохимия редких, редкозем. и радиоакт. элементов в породо- и рудообразующих процессах. Новосибирск, 1989. С. 3—15.
3. Королева О.В. Особенности состава и генезис ассоциаций основных и щелочно-кремнекислых магматитов Сибирской и Индостанской платформ // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. Новосибирск, 1991. С. 177—195.
4. Королева О.В., Олейников Б.В. Геохимия и генезис монцитонитов Джалтульского траппового интрузива, северо-запад Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1998. № 2. С. 187—191.
5. Королева О.В., Олейников Б.В., Рихванов Л.П. Ведущие генетические группы монцитонитов Сибирской платформы // Геол. строение и полезные ископ. РС(Я). Якутск, 1997. Т. 2. С. 15—17.
6. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. — М.: Недра, 1975.
7. Масайтис В.Л., Смыслов А.А. Уран и торий в магматических породах Сибирской платформы // Геохимия. 1977. № 2. С. 217—229.
8. Олейников Б.В. Геохимическая типизация платформенных базитов // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск. 1984. С. 4—21.
9. Tomshin M.D., Koroleva O.V. Composite dykes of the Vilyuisk paleorift system, Siberian Platform. // Mafic dykes and emplacement mechanisms / Eds. A.J. Parker, P.C. Ricwood, D.N. Toker — Rotterdam: Balkema, 1990. P. 535—540.

УДК 552.124.3(571.56)

© Т.С. Хабибулина, В.А. Трунилина, С.П. Роев, 1999

Акцессорные минералы позднемезозойских анорогенных гранитоидов северо-востока Верхояно-Колымских мезозойд

Т.С. ХАБИБУЛИНА, В.А. ТРУНИЛИНА, С.П. РОЕВ

Верхояно-Колымские мезозойды расположены на северо-западной окраине Тихоокеанского подвижного пояса и сформированы в процессе коллизии Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского гетерогенного микроконтинента. В пределах мезозойд широко распространены субдукционные, коллизионные и внутриплитные гранитоидные массивы. В последние годы все большее внимание исследователей привлекают анороген-

ные (внутриплитные) щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и граносиениты как возможные источники редких металлов и редких земель. Их небольшие штоки сопровождаются дайками и неправильными телами альбититов, аляскитов и пегматитов и нередко совмещены с производными шошонит-латит-трахириолитовой формации. Основу гранитов образуют кварц и мезопертитовый калинатовый полевой шпат, с подчиненным количест-

1. Состав апатитов анорогенных гранитов, %

Компонент	Массив			
	Такалканский		Гермдачанский	Хара-Сис
	Гранит	Гранит-порфир	Лейкогранит	Гранит
<i>n</i>	9	4	5	11
CaO	51,25—65,67 55,6	53,75—55,34 54,69	53,54—54,70 54,08	51,29—54,66 59,51
P ₂ O ₅	39,79—41,75 40,77	40,20—41,59 40,89	39,84—41,68 40,91	35,00—41,37 38,24
FeO	0,17—0,31 0,22	0,13—0,20 0,17	0,08—0,21 0,14	0,05—0,14 0,11
F	2,59—4,33 3,33	2,77—3,00 2,89	1,93—3,95 2,9	0,88—4,69 3,11
Cl	0—0,04 0,02	0,02—0,09 0,05	0—0,06 0,04	0,02—0,15 0,06
MnO	0,07—0,41 0,18	0,02—0,11 0,08	0,04—0,09 0,07	0,37—1,03 0,83
Ce ₂ O ₃	0,26—0,76 0,51	0,46—0,78 0,61	0,34—0,70 0,48	0,09—1,14 0,68
Y ₂ O ₃	0,09—0,40 0,24	0,06—0,23 0,16	0,13—0,27 0,2	0,46—1,37 0,82
La ₂ O ₃	0—0,24 0,16	0,08—0,37 0,21	0,13—0,29 0,24	0,12—0,61 0,32
Na ₂ O	0,07—0,30 0,18	0,13—0,22 0,18	Не обн.	0,13—0,60 0,41
SiO ₂	0—0,25 0,06	0—0,16 0,04	0—1,86 0,4	0,03—1,05 0,83

Примечание: в числителе — пределы содержаний, в знаменателе — среднее.

вом олигоклаза и альбита. Темноцветные минералы представлены эгирином, арфведсонитом, гастингситом, высокожелезистым биотитом. Спорадически присутствует фаялит.

Комплекс аксессуарных минералов этих пород весьма специфичен: ортит, монацит, ксенотим, флюорит, апатит, циркон, титаномagnetит, магнетит, высокотемпературный магнезиальный и низкотемпературный марганцовистый ильменит, пиропальмандин. Отмечены также редкие зерна самородного железа, содержащие более 5% оксида хрома; самородного свинца, стистайта, хромистой шпинели, берилла, чевкинита. Минералы сульфидной фракции: лелленгит, высокотемпературный кобальтоносный арсенопирит, антимонит, пирит обогащены (за исключением лелленгита) Вi (до 0,34%).

В данной статье мы остановимся на наиболее распространенных и изученных аксессуарных минералах анорогенных гранитов: апатите, цирконе, гранате.

Главными типоморфными особенностями апатитов являются отношения в них содержаний F и Cl и концентраций галогенов в апатитах и щелочей в несущих их породах [1]. Эти параметры позволяют выделять производные высокотемпературных сухих и низкотемпературных водных магм, с одной стороны; производные базальтоидных, андезитовидных и гранитоидных магм, — с другой. Апатиты рассматриваемых пород (табл. 1) характеризуются максимальными для гранитоидов региона концентрациями F (в среднем 2,89—3,33% против 2,28—2,86% в субдукционных и коллизионных гранитах [10]) и редких земель (соответственно 0,91—1,82 и 0,37—0,51%), что согласуется с их высокой растворимостью в расплавах повышенной щелочности. Средние концентрации Cl и роль иона OH⁻, напротив, минимальны. По соотношениям F и Cl ранние генерации изученных апатитов отвечают таковым высокотемпературных сухих магм, а преобладающие поздне-

магматические — апатитам водных магм. Отношения содержаний F в раннемагматических апатитах и Na₂O в гранитах сопоставимы с этими параметрами для гранитоидов, зарождение магматических очагов которых происходило в метаморфических субстратах гранулитовой фации. При этом материнский расплав имел гранитный состав (отношение Cl в апатитах к Na₂O в гранитах менее 0,05 [10]). Коэффициенты распределения F (в мольных долях) между апатитом и включающим его биотитом, часто используемые в качестве геотермометра [7], минимальны, что присуще производным высокотемпературных маловодных магм (рис. 1).

Цирконы обычно зональные, с варьирующими — от габбровых до гранитных ZrO₂/HfO₂ (от 106 до 4), снижающимися от центра к периферии зерен, и повышенными содержаниями ThO₂, UO₃ и Y₂O₃ (табл. 2). Во всех популяциях резко преобладает высокотемпературный высокощелочной морфотип D (в среднем для совокупности 78%) (рис. 2). Направленность эволюции морфотипов почти строго отвечает щелочному стволу диаграммы Ж. Пюпина [8]: P₅+I₅→P₄→P₃→P₂→P₁→G₁. Количество смежных морфотипов — J₄ и S_{17–20} — не превышает 1%. При максимальном температурном интервале (индекс температур I.T 200—900°C), индекс щелочности/глиноземистости I.A остается стабильным: 600—800 — на раннемагматическом этапе и около 700 — до конца процесса кристаллизации, вплоть до появления преобразованного морфотипа G₁ (I.T 200°C, T 600°C). Кристаллизация протекала без значительных перерывов при постепенном снижении температуры, сохраняющейся высокой щелочности среды и многократном зарождении индивидов циркона. Ее длительность говорит о повышенном содержании летучих в расплаве, в ходе дифференциации давшем начало таким породам, как сиенопегматиты и альбититы. Подобные породы Ж. Пюпином отнесены к гранитоидам мантийного или существенно мантийного источника, но могут возникать и в нижнекоровых субстратах, ошелоченных под воздействием флюидов поднимающихся диапиров щелочно-базальтоидных магм [5].

Гранат характеризуется стабильной примесью пиропового минала, содержание которого достигает 55% в гранитах Такалканского массива, 42% — Западно-Агдайского и 24% — Гермдачанского массива. Известно, что по содержанию пиропового минала выделяются граниты верхнекорового (до 18%) и нижнекорового (более 18%) генезиса [2]. По этому

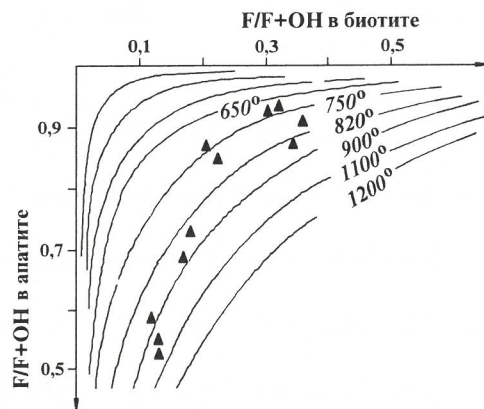


Рис. 1. Распределение фтора между апатитами и биотитами анорогенных гранитов, температуры даны по работе [6]

Таким образом, акцессорная минералогия анорогенных гранитов отвечает таковой гранитов А-типа, впервые выделенных В. Коллинзом [6] как типичные внутриплитные континентальные образования, и свидетельствует о явном участии мантийного вещества в процессах генерации высокотемпературных кремнекислых материнских расплавов. С учетом

щелочи кремнием, фтором и редкими землями.

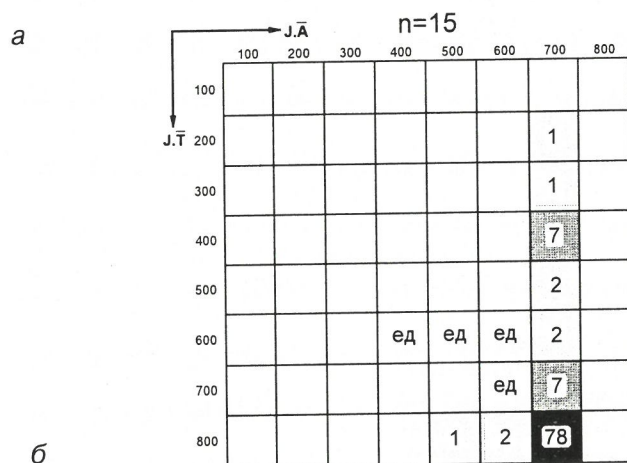


Рис. 2. Морфотипы цирконов всех типов гранитов, по работе [7] (а) и анорогенных гранитов северо-востока Верхояно-Колымских Мезозойд (б)

2. Состав цирконов анорогенных гранитов, %

Компонент	Массив					
	Такалканский		Западно-Агдайский	Герамдачанский		Хара-Сис
	Гранит	Гранит-порфир	Гранит	Лейкогранит	Пегматит	Гранит
<i>n</i>	6	5	14	16	7	26
HfO ₂	$\frac{1,50-4,46}{2,63}$	$\frac{0,94-1,67}{1,34}$	$\frac{0,63-2,30}{1,19}$	$\frac{0,71-2,4}{1,38}$	$\frac{1,03-6,27}{2,75}$	$\frac{0,78-5,67}{2,91}$
ZrO ₂	$\frac{55,12-65,97}{60,13}$	$\frac{65,75-68,70}{66,94}$	$\frac{61,46-65,94}{63,9}$	$\frac{55,46-65,94}{63,06}$	$\frac{53,26-66,93}{61,65}$	$\frac{46,10-65,30}{59,44}$
SiO ₂	$\frac{27,91-33,24}{30,37}$	$\frac{33,18-34,23}{34,03}$	$\frac{30,72-37,60}{33,92}$	$\frac{31,31-39,14}{32,91}$	$\frac{31,89-33,50}{33,22}$	$\frac{30,77-33,60}{32,01}$
ThO ₂	$\frac{0-1,08}{0,34}$	—	$\frac{0-0,13}{0,04}$	$\frac{0-1,04}{0,22}$	$\frac{0,02-0,21}{0,08}$	$\frac{0-2,21}{0,64}$
Yb ₂ O ₃	$\frac{0,16-0,86}{0,57}$	$\frac{0-0,32}{0,16}$	$\frac{0-0,24}{0,08}$	$\frac{0,07-0,87}{0,18}$	$\frac{0,03-0,48}{0,2}$	$\frac{0-0,83}{0,22}$
P ₂ O ₅	$\frac{0-1,01}{0,53}$	$\frac{0-0,20}{0,11}$	$\frac{0-0,23}{0,09}$	$\frac{0,07-0,34}{0,14}$	$\frac{0,08-0,16}{0,12}$	$\frac{0,05-0,59}{0,33}$
Y ₂ O ₃	$\frac{0,07-2,10}{1,06}$	$\frac{0-0,11}{0,03}$	$\frac{0-0,78}{0,39}$	$\frac{0,18-3,50}{0,67}$	$\frac{0-0,60}{0,3}$	$\frac{0-2,41}{1,22}$
UO ₂	$\frac{0,23-5,68}{2,18}$	—	$\frac{0-0,23}{0,02}$	$\frac{0-2,81}{0,5}$	$\frac{0-1,18}{0,52}$	$\frac{0-5,72}{2,23}$
ZrO ₂ /HfO ₂	$\frac{13,0-41}{23}$	$\frac{40-70}{50}$	$\frac{28-105}{54}$	$\frac{24-90}{46}$	$\frac{10-65}{22}$	$\frac{10-83}{20}$

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. — М.: Наука, 1986.
2. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. N 1. С. 208—211.
3. Попов В.С. Состав граната как показатель генезиса известково-щелочных магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 3. С. 36—48.
4. Смирнов В.Н., Чашухина В.А., Пушкарев Е.В., Ведерников В.В. О природе аксессуарных гранатов в породах габбро-гранитных серий Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. N 4. С. 956—960.
5. Трунилина В.А., Парфенов Л.М., Лейер П.И., Орлов Ю.С., Зайцев А.И. Средне-палеозойский Томмотский массив щелочных габброидов и сиенитов Верхоя-но-Колымских мезозой и его тектоническая позиция // Геол. и геоф. 1996. N 4. С. 71—82.
6. Collins, W.E., Beams, S.D., White, A.J., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia // Contrib. Miner. Petrol. Vol. 80. N 2. P. 189—200.
7. Ludington, S. The biotite-apatite geothermometer revisited // Amer. Miner. 1978. Vol. 63. N 5/6. P. 551—553.
8. Pupin J.P. Zircon and Granite Petrology // Contrib. to Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.
9. Trunilina V.A., Ivanov P.O. Anorogenic granitoids of north-western part of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoids // Anatomy and textures of ore-bearing granitoids of Sikhote-Alin (Extended tesises). Vladivostok, 1998. P. 101—103.
10. Trunilina V.A., Ivanov P.O. Fluorine and chlorine in apatites from granitoids of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoids // Acta universitatis Carolinae — Geol, 1998. Vol. 42. H. 165—168.
11. Whalen J. A-type granites in New Breeswick // Pap. Geol. Surv. Can. 1986. N 86/1a. P. 297—300.

УДК 546.289

© Б.В.Олейников, А.Г.Копылова, З.Г.Домбровская, 1999

Германий в самородном железе земных базитов

Б.В.ОЛЕЙНИКОВ, А.Г.КОПЫЛОВА, З.Г.ДОМБРОВСКАЯ

Геохимия германия в процессе метаматматической металлизации базальтового расплава практически не исследована. Известны единичные определения его в земном самородном железе. Так, В.М.Гольдшмидт и К.Петерс установили диапазон содержания Ge в железе тела Бюль, Германия, и о.Диско, Гренландия, равный 0,05—0,1% [1]. Концентрирование Ge до 0,03% в железе о.Диско было подтверждено более поздними исследованиями [6]. Геохимия этого элемента в железных метеоритах изучена достаточно полно, и содержание Ge используется для их химической классификации [7]. Цель данного исследования — изучить распределение Ge в металлизированной и силикатной частях базитов древних платформ, содержащих макроскопические сегрегации самородного железа, сопоставив полученную информацию с известной по железным метеоритам.

Количественное определение Ge проводилось спектральным методом в лаборатории Института геологических наук СО РАН З.Г.Домбровской, чувствительность метода 0,8 г/т. Для контроля точности анализов горных пород применялись аттестованные

стандарты. При определении Ge в самородном железе в качестве стандартов дополнительно использовались образцы метеоритов с известным содержанием германия (в г/т): Эльга — 72,4; Тобычан — 75; Алискерово — 32,8, которое определялось нейтронно-активационным методом в Калифорнийском университете, США, И.Т.Вассоном.

Основными объектами исследования были макроскопические обособления самородного железа, формирующего скопления разных размеров в габбро-долеритах Джалтульского, Хунткунского, Маймечинского и Хининдинского трапповых интрузивов севера Сибирской платформы. Петролого-минералогическое описание пород названных интрузивов и вещественная характеристика проявления самородного железа в этих телах даны в работе [3]. В ограниченном объеме проанализировано самородное железо имеющихся у авторов образцов базитов Восточно-Европейской платформы.

Металлическая фаза извлекалась из пород твердосплавным сверлом, затем очищалась от сростков с породообразующими минералами, обеспечивая тем

самым чистоту фракции не менее 95%. Всего проанализировано 98 проб самородного железа и 381 проба габбро-долеритов вышеуказанных интрузивов. Дополнительно Ge определен в нескольких железных метеоритах северо-востока Азии.

Данные по содержанию Ge в самородном железе базитов древних платформ обобщены в табл.1. Элемент распределен неравномерно, и самородное железо каждого из изученных трапповых интрузивов Сибирской платформы характеризуется своим уровнем содержания германия. Наиболее обогащено им самородное железо Джалтульского интрузива (северо-западная окраина платформы). В трех точках находжений этого минерала, удаленных друг от друга на расстояние до 7 км, средние содержания Ge остаются однопорядковыми, значимо отличаясь от средних содержаний элемента в самородном железе Маймечинского и Хининдинского тел (северная окраина платформы). Самородное железо сравниваемых тел отличается степенью никеленосности. Так, в Джалтульском интрузиве оно представлено в основном камаситом с содержанием никеля 1,5—7%, а в Маймечинском и Хининдинском это преимущественно малопримесное (0,015—0,600% Ni) самородное железо.

Между распределением Ge и Ni в самородном-металльной фазе базитов Сибирской платформы существует значимая положительная корреляция $r_{0,99} + 0,70$ (n 93). Кроме того, проявлена значимая корреляция при том же доверительном уровне Ge с Au(+0,59), Sn(+0,40) и при $r_{0,95}$ с Pb(+0,23). В самородном железе Джалтульского интрузива (n 44) содержание Ge коррелируется с Ni(+0,50), Au(+0,50), Sn(+0,53), Pb(+0,39), а в Хунгтукунском (n 25) с Ni(+0,68), Au(+0,52), Sn(+0,59). Из этого следует допустить наличие единого источника Ge, Au, Sn и, вероятно, Pb и их синхронное накопление в самородном железе трапповых интрузивов Сибирской платформы.

Отмечено также отсутствие строгой зависимости содержания Ge в самородном железе от текстурных особенностей проявления самородной фазы. Хотя отмечается тенденция роста концентраций Ge и других элементов-примесей Au, платиноидов и Sn в самородках минерала, образованных путем слияния капель металла, раскристаллизованного затем в

форме аллотриоморфного агрегата. В тех случаях, когда имело место слипание мелких капель металлической жидкости, формирующих массивный агрегат, сохраняющий при кристаллизации первичную форму и размерность слипшихся сферул, концентрации примесных элементов обычно понижены, вплоть до минимальных значений.

Заслуживают внимания устойчиво повышенные содержания Ge в тэнит-тетратэнитсодержащих полиминеральных выделениях, наблюдаемых только в самородном железе Джалтульского интрузива [3]. В богатой никелем интерметаллической фазе микрозондовым анализом выявлены содержания Ge 0,12 и 0,14% (обр.11А-24); 0,318 и 0,161% (обр.10Б-17), местность Цирк; и 0,330 и 0,420% в тетратэните обр.85-6А, гора Озерная. В камасите с 6,3% Ni (обр.10А-21), местность Цирк, и в ассоциирующем с ним тэните (32,9% Ni) содержания Ge соответственно составляют 0,138 и 0,249%. Примечательно, что в ассоциирующих с самородными железом, когените, троилите и самородной меди германий рентгеноспектральным методом не обнаружен, т.е. наличие в системе небольших количеств С, S и Cu не оказывает влияния на уровень концентрации Ge в металлической фазе.

Данные о содержании Ge в габбро-долеритах интрузивов с самородным железом приведены в табл.2. Коэффициент концентрирования Ge (отношение содержания элемента в самородном-металльной фазе к таковому в породах соответствующих интрузивов) в ходе металл-силикатного расщепления различен для вещества каждого интрузива. Это следует связать со спецификой состава флюидов, ответственных за метаматматическую металлизацию расплава в различных порциях магм, из которых формировались конкретные интрузивы. В целом содержания Ge в породах разных тел практически тождественны и составляют 1,4—1,6 г/т. На примере Джалтульского интрузива видно (см. табл. 2), что наиболее богаты Ge породы зоны подводящего канала — 1,9 г/т. Это очевидное следствие взаимодействия расплава с веществом интрателлурического восстановительного флюида, привносящего германий. Присутствующие в этих габбро-долеритах сегрегации фенокристаллов плагиоклаза содержат его вдвое меньше. Последнее объясняют экспериментальные исследования, пока-

1. Содержание Ge в самородном железе базитов, г/т

Интрузив	<i>n</i>	<i>X</i> _{min}	<i>X</i> _{max}	<i>X</i>
<i>Сибирская платформа</i>				
Джалтульский (в целом)	44	28	670	196
Гора Озерная	25	28	670	181
Местность Цирк	15	60	660	228
Юго-западное окончание	4	160	410	262
Хунгтукунский	25	7	560	113
Маймечинский	10	6	120	53
Хининдинский	14	1	130	42
Чунский	1	9	—	9
<i>Восточно-Европейская платформа</i>				
Трубчатое тело Бюль, ФРГ	1	—	—	270
<i>Северо-Американская платформа</i>				
Хаммерс-Дал, Гренландия	1	—	—	280
Хаммерс-Дал, Гренландия	1	—	—	110
Овифаг, Гренландия	1	—	—	83
Овифаг, Гренландия [6]	4	—	—	295
Базальт местности Меллемфиорд [6]	6	—	—	58

Примечание: *n* — число анализов, *X*_{min} и *X*_{max} — минимальное и максимальное содержания, *X* — среднее арифметическое содержание.

2. Средние содержания Ge в породах трапповых интрузивов, г/т

Породы	Среднее содержание Ge	Ge металл Ge порода
Джалтульский интрузив	1,4	140
Габбро-долериты интрузива, <i>n</i> 147		
Габбро-долериты горизонта, вмещающего обособления самородного железа, <i>n</i> 19	1,5	130
Габбро-долериты зоны контакта с сегрегациями самородного железа, <i>n</i> 11	15,5	12,5
Габбро-долериты зоны подводящего канала интрузива, <i>n</i> 27	1,9	103
Кварцевые диорит-монциты фронтальной части интрузива, <i>n</i> 16	1,8	109
Габбро-пегматиты шпировой фации, <i>n</i> 4	2,0	98
Плагиоклазиты зоны подводящего канала, <i>n</i> 19	0,8	245
Габбро-долериты Хунгтукунского интрузива, <i>n</i> 91	1,5	75
Габбро-долериты Маймечинского интрузива, <i>n</i> 35	1,6	33
Габбро-долериты Хининдинского интрузива, <i>n</i> 81	1,4	31

завшие, что коэффициент распределения Ge между натровым полевым шпатом и богатым кремнием стеклом меньше единицы — $0,87 \pm 0,05$ [4]. Для системы диопсид+анортит+форстерит с добавлением до 2,1% Na_2O коэффициент распределения Ge в паре форстерит — расплав равен $0,68 \pm 0,06$ [5]. Эти данные указывают на очевидность накопления германия в остаточном расплаве базальтовых магм. Действительно, монцитонитовиды фронтальной части Джалтульского интрузива и шлиры габбро-пегматитов фиксируют рост содержания Ge до 1,8 и 2 г/т соответственно против 1,4 г/т для габбро-долеритов тела в целом. Обогащенность Ge габбро-долеритов, контактирующих с желваками железа, обусловлена наличием в них самородного железа — основного минерала-носителя элемента в этих породах. На это указывает диапазон изменения содержаний Ge в этой группе базитов — 1,4—67 г/т.

На участках проявления скоплений самородного железа в габбро-долеритах отмечаются тела высокотемпературных (около 1000°C) плагиоклаз-пироксенных аподолеритовых метасоматитов, содержащих мелкие сферулы беспримесного самородного железа постмагматического генезиса. Содержание Ge в них 1,8—4,2 г/т, в среднем 2,3 г/т ($n=11$). Это позволяет утверждать, что постмагматическая металлизация базитового субстрата сопровождалась лишь незначительным повышением Ge в метасоматитах.

Содержание Ge в железных метеоритах изменяется в широком диапазоне [7], о чем свидетельствуют и определения элемента в большой группе ($n=38$) новых метеоритов — от 0,12 до 440 г/т [9]. В железных метеоритах северо-востока Азии спектральным анализом определены следующие количества Ge (в г/т): Алискерово — 35, Билибино — 100, Эльга — 73, Тобычан — 66, что соответствует данным, полученным нейтронно-активационным методом. В отличие от охарактеризованного выше поведения Ge в процессе раннемагматической металлизации базальтовых магм при их взаимодействии с восстановительным флюидом, формирование вещества железных метеоритов в целом не сопровождается значимой положительной корреляцией Ge с Ni и Au.

В выборке анализов железных метеоритов ($n=38$) коэффициенты корреляции Ge с Ni (0,227) и Au (0,073) при 95 % доверительном уровне ($r_{0,95}=0,32$) незначимы. Хотя в отдельных химических группах железных метеоритов такая корреляция возможна. Тенденция повышения концентраций Ge в богатом никелем природном сплаве проявляется как в земном, так и метеоритном тэните [10].

Известно, что значительное количество Ge (до 10%) может раствориться в α -железе, образуя твердый раствор [2]. Восстановление Ge до самородного

состояния происходит при более высоком парциальном давлении кислорода, чем это необходимо для восстановления железа при тех же температурах [8]. Следовательно, при металл-силикатном расщеплении базальтовой магмы с образованием капель расплава железа Ge в такой системе должен находиться уже в восстановленном до самородного состояния. В подобной физико-химической обстановке происходит усиление сидерофильных свойств Ge, что обеспечивает его избирательное концентрирование в природной Fe-Ni фазе [8]. И, наконец, известно свойство Ge образовывать устойчивые при высоких температурах летучие соединения с водородом.

Все вышеупомянутые свойства Ge позволяют считать, что его вероятным источником в земном металлическом ликвате явился восстановительный интрателлурический флюид существенно водородного состава, транспортирующий кроме Ge еще и Ni, Co, Sn, Pb, а также благородные металлы. При взаимодействии такого флюида и магмы, происходила раннемагматическая металлизация последней, что способствует усилению сидерофильных свойств вышеупомянутых элементов и их концентрированию в расплаве железа. В целом относительно невысокое содержание Ge (менее 0,1%) в металлической фазе земных базитов предопределило его рассеяние в α -железе в форме твердого раствора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гольдшмидт В.М., Петер К. К геохимии германия // Сб. статей по геохимии редких элементов. М.—Л., 1938. С. 144—163.
2. Диаграммы состояния двойных и многокомпонентных систем на основе железа // Справочное издание. Сост.: О.А.Банных, П.Б.Будберг, С.П.Алисова и др. — М.: Металлургия, 1986.
3. Олейников Б.В., Округин А.В., Томшин М.Д. и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах. — Якутск, 1985.
4. Capobianco C., Navrotsky A. Calorimetric evidence for ideal mixing of silicon and germanium in glasses and crystals of sodium feldspar composition // Amer.Miner. 1982. Vol. 67. № 7—8. P. 718—724.
5. Capobianco C., Waston E.B. Olivine/silicate melt partitioning of germanium: an example of a nearly constant partition coefficient. // Geochim.et Cosmochim.Acta. 1982. Vol. 46. № 2. P. 235—240.
6. Kluck W., Palme H., Tobschall H.J. Trace elements in natural metallic iron from Disko Island, Greenland // Contrib.Mineral.Petrol. 1986. Vol. 93. P. 273—282.
7. Scott E.R.D., Wasson J.T. Classification and properties of iron meteorites // Rev. Geophys.Space Phys. 1975. Vol. 13. P. 527—546.
8. Wai C.M., Wetherill G.W., Wasson J.T. The distribution of trace quantities of germanium between metal, silicate and sulfide phases // Geochim.et Cosmochim.Asta. 1968. Vol. 32. № 12. P. 1269—1278.
9. Wasson J.T., Ouyang X., Wang J., Jerde E. Chemical classification of iron meteorites: XI Multi-element studies of 38 new irons and the high abundance of ungrouped irons from Antarctica // Geochim.et Cosmochim.Asta. 1989. Vol. 53. P. 735—744.
10. Werner S. Ein Beitrag zur Geochemie des Germaniums. I. Petrogenetische Probleme // Chem.Erde. 1968. Vol. 27. № 3. P. 193—251.

Изотопный состав стронция из жильного материала золото-кварцевых проявлений Аллах-Юньского района

А.И.ЗАЙЦЕВ, Н.И.НЕНАШЕВ

Вопрос об источниках вещества в рудном процессе является одним из ключевых при выяснении условий возникновения и формирования эндогенных рудопроявлений. Эта задача решается с применением

комплекса изотопных методов при использовании сопутствующих рудному процессу элементов (Sr, O, S, Nd и т. д.).

Золото-кварцевые рудопроявления Аллах-Юнь-

ского района относятся к малосульфидной мезотермальной золото-кварцевой формации и по комплексу текстурных и вещественных особенностей несут черты гидротермально-метаморфогенного генезиса [2]. Их геологическая позиция характеризуется как раннесинтектонические, раннеколлизийные образования [2,5], а их возраст по комплексу геологических данных и результатам К-Аг и некоторых других физико-химических методов рассматривается как «добатолитовый» [1,3,6].

Здесь приведены первые данные по изотопному составу Sr кварца из жил Мугунской зоны в терригенных породах (P₁) западного экзоконтакта многофазного Тарбаганнахского массива гранитоидов и жил, локализованных в гранитоидах массива. Детальное описание жил и комплекса, характерных особенностей анализируемого кварца рассмотрены нами ранее [3].

Для изотопного анализа из фракции (1–2 мм) кварца под бинокляром отбирались чистые зерна, которые после промывки в соляной кислоте и бидистилате растирались в пудру и растворялись в плавиковой кислоте. Изотопные отношения рубидия и стронция измерялись на масс-спектрометре МИ-1201 методом двойного изотопного разбавления с регистрацией масс-спектров на приставке ПРМ-1 в комплексе с ЭВМ «Искра-1250». Анализ содержаний Rb, Sr и их изотопных отношений проводился из одной навески с применением методики фторирования, рекомендованной В. С. Лепиным (г. Иркутск, ИЗК). Изотопные отношения стронция измерялись в области спектров фторидов стронция, что позволяет раздельно определять Rb и Sr в пределах одного масс-спектрометрического анализа. Точность

измерения изотопных отношений Rb и Sr была не хуже 0,12%, доверительный интервал 90%. Расчет уравнений изохрон осуществлялся методом наименьших квадратов, а полученные отклонения от средних параметров соответствуют 90 % доверительного интервала. Для расчетов возраста использована константа распада ⁸⁷Rb 1,42·10⁻¹¹ год⁻¹.

Результаты Rb-Sr изотопного анализа жильного кварца приведены в табл.1. Характерная особенность кварца из жил, локализованных как в терригенных породах, так и в гранитоидах Тарбаганнахского массива, — относительно высокая степень вариации содержаний в них Rb и Sr.

Анализ показывает, что кварцы из жил, локализованных в разных типах вмещающих пород, имеют определенные черты различия параметров Rb-Sr систем. Кварцы из жил Мугунской зоны в ороговикованных терригенных породах раннепермского возраста характеризуются в среднем более низкими содержаниями Rb и Sr и Rb/Sr, чем кварцы из жил, локализованных в гранитоидах. Для кварца из этих жил отмечается положительная связь между содержаниями в них Rb и Sr (коэффициент корреляции $r=0,666$). Для жил Мугунской зоны по мере приближения к интрузиву отмечается тенденция повышения в жильном кварце концентрации Rb ($r=0,66$), Sr ($r=0,40$) и Rb/Sr ($r=0,66$). Средние параметры Rb-Sr системы жильного кварца приведены ниже. Последнее согласуется с характером изменения параметров термолюминесценции кварца, декрепитации и гомогенизации газовой-жидкой включений в анализируемых образцах, а также его морфологических особенностей в зависимости от их локализации относительно массива [3].

1. Данные Rb - Sr изотопного анализа жильного кварца Аллах-Юньского района

Лабораторный номер	Характеристика кварца, расстояние от контакта с массивом, км	Вмещающие породы	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
<i>Кварцевые жилы в терригенных породах раннепермского возраста</i>						
A-2164	Белый полупрозрачный, частично гранулированный, 1,6	Метаморфизованные песчаники	0,0016	0,0084	0,1883	0,7075
A-2165	Белый, гранулированный, 1,5	То же	0,0016	0,0080	0,1977	0,7084
A-2166	Белый, мелкозернистый, 1,0	»	0,0148	0,0598	0,2446	0,7296
A-2168	Белый, мелкозернистый, 1,0	»	0,0149	0,2158	0,0682	0,7216
A-2171	Белый, полупрозрачный с реликтами крупнозернистого кварца, 0,7	»	0,0090	0,0218	0,4081	0,7227
A-2173	Гранулированный, прожилки, 0,3	Роговики	0,0272	0,0173	1,5542	0,7230
A-2178	Серовато-белый, мелкозернистый, гранулированный, прожилки, 0,2	То же	0,0786	0,0189	4,1109	0,7311
A-2181	Белый, прозрачный, сотовидный, прожилки, 0,1	»	0,957	0,1784	5,3026	0,7325
A-2183	Белый кварц сечется микропрожилками биотит-калишпатового состава, жила, 0,05	»	1,2852	0,3144	4,0408	0,7314
A-2186	Гранулированный прозрачный кварц, жила, 0,02	»	0,2102	0,0476	4,3652	0,7416
A-2341	Молочно-белый кварц, жила, 1	»	0,0064	0,0106	0,5968	0,7193
A-2342	Дымчатый, друзовидный кварц из прожилки, там же	»	0,0147	0,0079	1,8394	0,7799
A-2190	Прозрачный гранулированный кварц с просечками биотита, ксенолит(?), 0,05	Кварц-полевошпатовая жила в роговиках	1,2776	0,0808	15,6300	0,7557
<i>Жилы в гранитоидах</i>						
A-2202	Кварц с примесью биотита и калишпата, прожилки	Гранодиориты	0,2817	0,2342	1,1890	0,7147
A-2232	Молочно-белый кварц, прожилки	»	0,1813	0,0128	14,0011	0,7417
A-2235	То же, но деформированный и сцементированный калишпатом	Среднезернистые граниты	0,1148	0,019	5,9726	0,7424
A-2275	Породообразующий кварц	»	0,8196	0,7604	6,0654	0,7144
A-2243	Дымчатый кварц	Пегматоид	0,3006	0,0147	20,2138	0,7507
A-2245	Светло-серый кварц с молибденитом, прожилки	Мелкозернистые граниты	3,4973	0,096	36,011	0,7782
A-2249	Серый кварц с молибденитом, реликтами полевых шпатов и дымчатого кварца, жила, сечется прожилками кальцита	»	1,1278	0,548	2,0345	0,7178

Примечание: здесь и далее содержания элементов приведено в мкг/г.

Тип пород, вмещающих жилы	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$t_{\text{Rb-Sr}}$
Терригенные породы, <i>n</i> 13	0,2999±0,5068	0,0761±0,0982	2,9651±4,2511	0,666
Гранитоиды, <i>n</i> 7	0,9033±1,2027	0,2407±0,2994	11,4982±13,028	0,060

В целом для жильного кварца Мугунской зоны наблюдается тенденция положительной связи между $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($r=0,50$). Подобная связь, но более сильная, отмечается и для кварцев в гранитоидах ($r=0,958$). Если эти зависимости имеют сущность «изохрон», тогда расчет их параметров позволяет определить время образования кварца и изотопный состав Sr на период их формирования.

Для всех образцов кварца Мугунской зоны (*n* 13) рассчитанный Rb-Sr возраст составляет $161\pm15,1$ млн. лет и первичное изотопное отношение стронция (R_0) $0,7243\pm0,0108$, а для жильного кварца из гранитоидов — 122 ± 33 млн. лет и $0,7135\pm0,0078$ соответственно. Исключение из расчетов наиболее отклоняющихся данных приводит к их существенной корректировке. Для семи образцов кварца из жил в терригенных породах (исключены образцы А-2164 — А-2166, А-2186, А-2341, А-2342) пересчитанный Rb-Sr возраст 155 ± 11 млн. лет и R_0 $0,7213\pm0,0011$. Шесть образцов кварца из жил в гранитоидах (исключен обр. А-2235) характеризуются Rb-Sr изохронным возрастом 128 ± 8 млн. лет и R_0 $0,7136\pm0,0020$. Это значит, что жильные кварцы из разных локализаций различаются не только параметрами их Rb-Sr систем, но и первичным изотопным составом Sr.

Приведенные выше данные свидетельствуют о различии между кварцами из жил в терригенных породах и локализованными в гранитоидах. Однако неоднородность «изохронных» параметров Rb-Sr систем кварца из жил в терригенных породах предполагает включение в анализируемую выборку образцов разного возраста или генезиса, имеющих различную историю формирования.

Возраст кварцевых жил Мугунской зоны. При комплексном изучении кварца Мугунской зоны с использованием К-Аг метода датирования было установлено, что эти жилы являются «доинтрузивными» и имеют возраст 135—142 млн. лет [3]. Особенно четко их «догранитоидный» возраст фиксируется характером изменения температур образования кварцев в зависимости от расстояния жил до контакта с гранитоидами Тарбаган-

нахского массива. Газово-жидкие включения (ГЖВ) в кварцах из жил, наиболее удаленных от массива (1,8—3 км), декрепитируются при температурах 100—550°C. С приближением к массиву до 1,6 км низкотемпературный интервал исчезает, и декрепитация ГЖВ происходит при температурах 400—500°C. В жилах, расположенных от 1,5 км и до контакта, все ГЖВ кварца взорваны [3], что указывает на термическое воздействие на них интрузива.

Возраст гранодиоритов первой фазы Тарбаганнахского массива, по данным К-Аг метода, 155—135 млн. лет [4] и подтверждается Rb-Sr датировками 135—150 млн. лет (неопубликованные данные), полученными нами по минеральным изохронам для отдельных образцов гранодиоритов. Rb-Sr изохронный возраст жильного кварца Мугунской зоны 155 млн. лет согласуется с наиболее древними датировками гранодиоритов. Однако эти образцы, отобранные в интервале 0,02—1 км от контакта с Тарбаганнахским массивом, несут признаки термического воздействия, в связи с чем интерпретация их возраста не однозначна. Rb-Sr датировка может характеризовать либо время формирования их, либо метаморфизма. Для решения этого вопроса был проведен Rb-Sr изотопный анализ глинистых сланцев раннепермского возраста, отобранных в окрестностях массива, в т.ч. и из Мугунской зоны (табл. 2). Для этих пород была получена Rb-Sr изохронная дата — 155 ± 11 млн. лет, которая указывает на время метаморфизма терригенных пород. Таким образом, Rb-Sr дата кварцевых жил Мугунской зоны, вероятнее всего, характеризует время их метаморфизма, а их формирование имело место не позднее 155 млн. лет.

Кварц из жил в гранитоидах массива, по данным Rb-Sr метода, имеет возраст 128 млн. лет. Эта дата, вероятно, несколько завышенна, т. к. в выборку для изохронного анализа включены образцы из жил, локализованных в породах разных фаз становления массива (гранодиориты первой фазы, биотит-амфиболовые граниты второй фазы, мелкозернистые биотитовые граниты третьей фазы и пегматоиды). По данным К-Аг метода, гранитоиды второй фазы имеют возраст 120—128 млн. лет, а третьей и пегматоидов — 90—110 млн. лет [4]. Rb-Sr дата кварца соответствует возрасту гранитоидов второй фазы и значительно древнее гранитоидов более молодых фаз. В расчетах параметров изохроны не учтен образец А-2235, в котором все ГЖВ взорваны, т.е. имеют место признаки термального воздействия. Этот кварц имеет и аномально высокое первичное изотопное отношение стронция (0,7315) и по своим параметрам близок жильному кварцу Мугунской зоны. Вероятно, Rb-Sr системы жильного кварца в

2. Результаты Rb-Sr изотопного анализа терригенных пород раннепермского возраста из окрестности Тарбаганнахского массива

Номер образца	Порода	Место взятия	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	R_0
А-2177	Роговик	Мугунская зона	42,2398	13,4544	3,1034	0,7296	0,7230
А-2180	»	»	53,3425	17,6920	2,9804	0,7148	0,7084
А-2182	»	»	12,7445	26,2517	0,4798	0,7171	0,7161
А-2290	»	»	22,2290	20,9872	1,0470	0,7278	0,7256
А-2363	Песчаник	Месторождение Булар	31,7119	28,3569	1,0540	0,7228	0,7206
А-2159	Глинистые сланцы	Мугунская зона	24,5865	21,61	1,1246	0,7209	0,7185
А-2163	»	»	48,3225	43,2569	1,1042	0,7201	0,7177
А-2170	»	»	9,6080	19,6399	0,4836	0,7193	0,7183
А-2281	»	Усть-Тарбаганнахская зона	31,6711	16,1818	1,9347	0,7223	0,7182
А-2376	»	Месторождение Булар	29,3836	4,4609	6,5134	0,7325	0,7186

Примечание: Rb-Sr возраст для глинистых сланцев — 155 ± 11 млн. лет, R_0 $0,7181\pm0,0005$.

3. Первичные изотопные отношения стронция жильных минералов из различных типов пород Аллах-Юньского района

Номер образца	Характеристика материала	Место взятия	R_0
A-2164	Жильный кварц	Мугунская зона	0,7071
A-2165	»	»	0,7080
A-2166	»	»	0,7291
A-2341	»	»	0,7180
A-2342	»	»	0,7758
A-2186	»	»	0,7323
Рс-1259	Жильный кальцит*	Месторождение Оночаллах	0,7170
Рс-1257	Жильный доломит*	Месторождение Юр	0,7218
Рс-1258	»*	»	0,7133
	Гранодиориты	Тарбаганнахский массив	0,7067—0,7094
	Среднезернистые граниты	»	0,7092—0,7093
	Мелкозернистые граниты	»	0,7067—0,7078
	Глинистые сланцы	Окрестности массива	0,7181±0,0005
	Песчаники (роговики)	Мугунская зона	0,7084—0,7256
	Песчаники	Месторождение Булар	0,7206

Примечание: для анализов использованы образцы В.А.Амузинского (помечены звездочкой) и наши; R_0 рассчитаны на период времени 155 млн. лет.

гранитоидах массива характеризуют смесь стронция из различных источников, и их индентификация требует дальнейших исследований.

Источники стронция в жильном кварце. Несмотря на то, что все исследуемые образцы кварца Мугунской зоны несут признаки контактового метаморфизма, относительно хорошая изотопная гомогенность их Rb-Sr систем отмечена лишь для семи образцов, отобранных в интервале 1—0,02 км от контакта с массивом.

Эти образцы формируют Rb-Sr изохрону 155 ± 11 млн. лет и характеризуются первичным изотопным отношением $Sr\ 0,7213 \pm 0,0012$. Однако образцы A-2164—A-2166, A-2341, A-2342 из жил 1,6—1 км от контакта интрузива и образец A-2186 (у контакта) имеют широкую вариацию первичных изотопных отношений Sr (0,7071—0,7758, табл. 3). Наиболее низкие R_0 (0,7071—0,7080) характеризуют образцы

A-2164 и A-2165, отобранные в 1,5—1,6 км от контакта. Все другие кварцы имеют высокую радиогенную составляющую Sr (R_0 0,7180—0,7758). В целом первичный изотопный состав Sr кварца Мугунской зоны подразумевает его коровый источник. Это согласуется с изотопным составом Sr жильного карбоната из золото-кварцевых проявлений Юр (0,7133—0,7218) и Оночаллах (0,7170) в пределах Аллах-Юньского района (см. табл. 3).

Сопоставление первичных отношений стронция жильного кварца Мугунской зоны с таковыми в различных породах района свидетельствует о том, что основным источником стронция жильного материала в золото-кварцевых проявлениях Аллах-Юньского района в основном являлись вмещающие их терригенные породы раннепермского возраста. Даже наиболее низкие R_0 (0,7071—0,7080), близкие к таковым в гранитоидах массива, имеют свои аналоги среди песчаников Мугунской зоны и не требуют для их интерпретации привлечения магматического источника стронция. В заключение следует отметить, что кварц из жил в гранитоидах массива также имеет повышенное R_0 (0,7136) относительно вмещающих их гранитоидов и, вероятно, смешанный источник стронция, где наряду с магматической определенной роль играет и корово-осадочная компонента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В.А., Неменман И.С., Бердников Н.В. и др. Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золото-кварцевых жил Аллах-Юньской зоны // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 62—70.
2. Горячев Н.А. Структурно-тектоническая позиция и эволюция гранитоидных и золото-кварцевых поясов мезозойского Северо-Востока Азии // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Магадан, 1997. С. 23—25.
3. Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Шилин А.И. О возрасте золотоносных кварцевых жил Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 4. С. 74—83.
4. Ненашев Н.И., Зайцев А.И., Шилин А.И. Геохронология и некоторые вопросы петрогенезиса мезо-кайнозойского магматизма Южно-Верхоянского синклинали // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск, 1974. С. 163—210.
5. Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю. Структура, геодинамика и золотое оруденение Верхоянского складчато-надвигового пояса (Северо-Восток России) // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Тез. докл. Иркутск, 1998. С. 350—351.
6. Силичев М.К., Андриянов Н.Г. Структурно-геохимические признаки прогнозирования золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклинали // Вопросы рудоносности Якутии. Якутск, 1974. С. 54—66.

УДК 552.57:550.42 (571.56)

© Коллектив авторов, 1999

Парагенетические ассоциации редкоземельных элементов в мезозойских углях северной части Ленского бассейна

В.А.КАШИРЦЕВ, И.Н.ЗУЕВА, В.С.СУКНЕВ, Д.В.МИТРОНОВ, Ш.А.СЮНДЮКОВ, Г.В.АНДРЕЕВА, Г.И.КАПЫШЕВА, С.Х.ЛИВШИЦ, В.И.ПОПОВ

Угольные месторождения нередко содержат целый ряд сопутствующих полезных элементов и давно рассматриваются в качестве объектов комплексного использования. В большинстве своем они являются основным источником промышленного извлечения германия, реже молибдена, урана и селена [2]. Слабая изученность распределения других редких (РЭ) и особенно редкоземельных элементов (РЗЭ) в углях во многом определяется аналитическим порогом чувствительности массовых спектральных анализов золы.

Распределение редких и редкоземельных элементов (в основном германия) в углях северной части Ленского бассейна рассматривали в 1962 г. геологи Амакинской экспедиции А.А.Абросов и Е.С.Бартошинская. Они впервые отметили повышенные концентрации германия и РЗЭ в некоторых пробах углей Жиганского района. В 1993 г. в Институте геологических наук СО РАН началось изучение редких и рассеянных элементов в углях месторождений Якутии. Одним из основных районов исследований в северной части Ленского бассейна

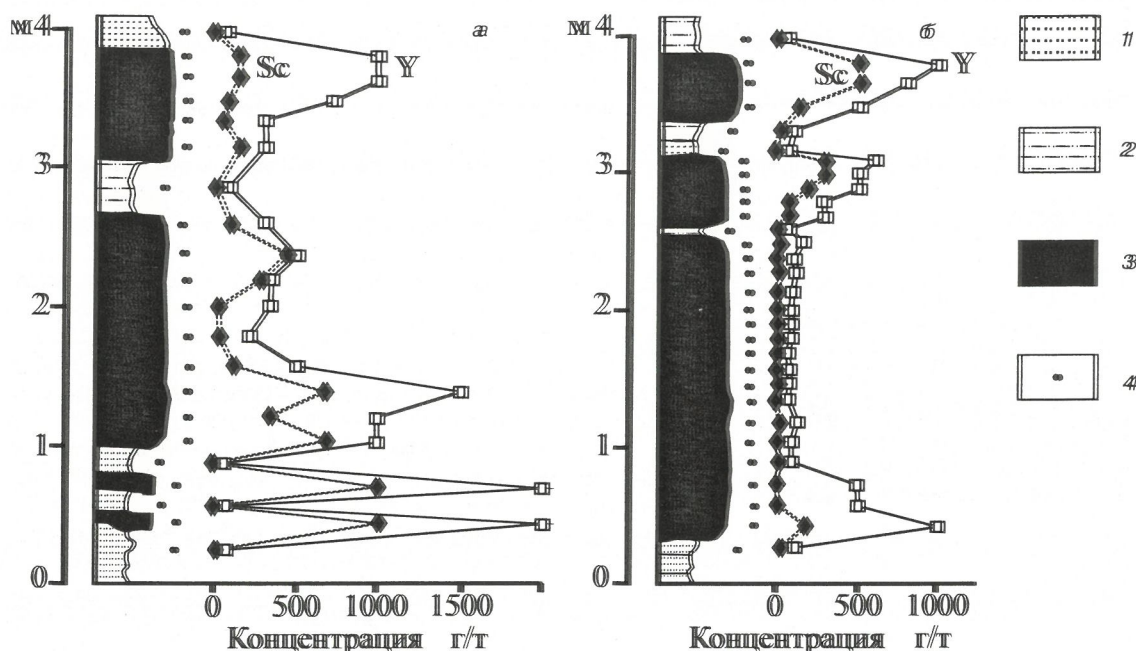


Рис. 1. Распределение Sc и Y в угольных пластах 24 (а) и 23 (б) Жиганского месторождения

1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — уголь, 4 — точки отбора проб углей

явилась жиганская группа месторождений (левобережье р. Лена, в районе пос. Жиганск).

В геологическом отношении изученный регион представляет собой платформенное крыло Предверхо-анского прогиба, где верхнеюрские и нижнемеловые угленосные отложения полого падают на восток и юго-восток с углами наклона 1—3°. Угленосная толща (дьянгйская и джаскойская свиты) мощностью около 450 м сложена переслаиванием преимущественно континентальных разнородных песчаников и алевролитов и содержит более 30 пластов угля, семь из которых имеют мощность от 1 до 3,5 м. Выдержанность угольных пластов относительно хорошая. По петрографическому составу угли относятся к классу гумолитов, они комплексно-полосчатые и штриховатые, преобладают полублестящие разности. Качественные показатели углей из обнажений преимущественно составляют: W^a 13—18,2 %; A^d 8,4—13,9 %; S^d 0,3 %; V^{daf} 40,9—45,5 %; Q^{daf} 26,9—27,5 МДж/кг; R^o 0,46—0,50 %; d 1,50—1,60 г/см³. По степени метаморфизма угли относятся к зрелым бурым (O_3).

Краткие сведения о распределении ряда малых элементов в углях жиганской группы месторождений

нами уже опубликованы [1]. В целом, они сводятся к тому, что повышенные концентрации характерны для элементов: Be, Sr, Ba, Zr и всей группы РЗЭ. Относительно высокие концентрации германия менее характерны и встречаются спорадически. Данные, достаточно наглядно отражающие общую картину распределения ряда элементов в угольных пластах и вмещающих их породах Жиганского месторождения, приведены в табл. 1 и на рис. 1.

В пластах углей, мощность которых превышает 1,5 м, обогащены лишь приподольная и прикровельная (0,3—0,5 м) части (см. рис. 1). В пластах меньшей мощности наблюдается достаточно равномерное распределение элементов. Наибольшие «ураганные» содержания вышеперечисленных элементов отмечаются в тонких пропластках и включениях угля.

Лабораторные исследования наряду с определением петрографического состава углей и замеров отражательной способности витринита включали «мягкое» озоление и определение содержания редких и рассеянных элементов как в золах, так и непосредственно в углях полуколичественным и количественными методами эмиссионного спектрального анали-

1. Концентрация элементов в угольных пластах и вмещающих их породах Жиганского месторождения (прямое полуколичественное определение в образцах методом просыпки), г/т

Породы, число проб	Концентрации	Cr	V	Ba	Sr	Zr	Be	Sc	Y	Yb	Ge
ВП, 37	Min	2,5	5	150	80	50	2,5	2	30	1	1
	Max	200	500	2000	10 000	2000	20	100	100	10	20
	Среднее	68	99	386	1778	496	3,9	15	48	4	2,5
УП, 185	Min	3	3	500	80	50	2,5	2	30	1	1
	Max	700	5000	10 000	15 000	15 000	2000	1000	5000	1000	70
	Среднее	45	145	2700	9900	1925	130	150	340	60	2,6
	КК**	0,7	1,4	7,0	5,6	3,9	33,6	10,1	7,1	15,0	1,1
ВУП, 31	Min	3	3	500	3000	100	10	20	100	7	1
	Max	500	2000	10 000	15 000	10 000	700	1000	2000	1000	30
	Среднее	60	140	2540	10520	2470	280	220	630	220	5
	КК**	0,9	1,4	6,6	5,9	5,0	71,3	14,8	13,1	55,7	2

Примечание: ВП — вмещающие породы (песчаники, алевролиты), УП — угольные пласты (целиком), ВУП — верхняя часть угольных пластов (0,5 м); КК — коэффициент концентрации (отношение средних содержаний элементов в углях к содержанию во вмещающих породах).

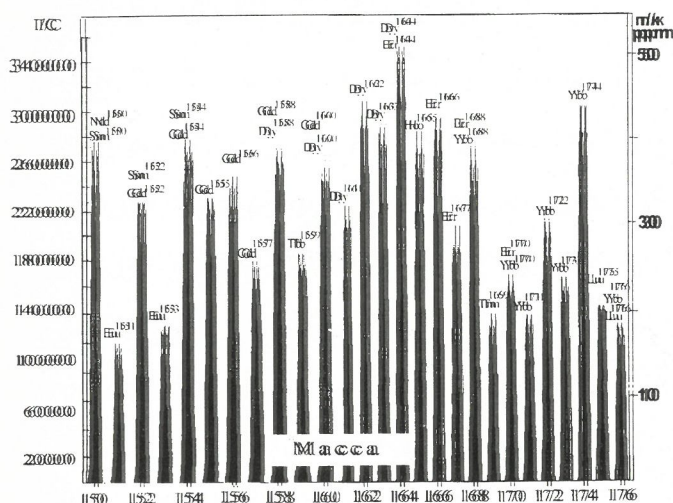


Рис. 2. Распределение изотопов лантоидов в углях Жиганского месторождения, объединенная проба, ICP-MS ELEMENT Finnigan Mat

за. На данном этапе спектральными методами изучено более 650 проб.

При полуколичественных исследованиях использовались два метода. В первом (классическом) — испарение зол вместе с буфером (соотношение 1:3) велось из канала угольного электрода в дуге переменного тока в две экспозиции. Во втором методе (просыпка) образцы угля или золы (100 мг) вдувались в плазму дуги переменного тока с использованием полуавтомата АИ-3 конструкции ИГЕМ РАН [3]. В обоих случаях спектры возбуждались генератором дуги ДГ-2 и регистрировались спектрографом ДФС-8.

Для определения количественным методом элементов редкоземельной группы и ряда других малых элементов использовалось испарение образцов зол в дуге постоянного тока с регистрацией на спектрографе СТЭ-1. В качестве буфера использовался спектроскопически чистый угольный порошок с палладием в качестве внутреннего стандарта. Анализ контролировался внутрилабораторными и государственными стандартами ЗУК-1 (ГСО №7125-94) и ЗУА-1 (ГСО № 7177-95).

Полученные данные показали, что для таких элементов, как Ga, Ge, Sn, Ni, Co все использованные методы дают сопоставимые результаты, т.е. характеризуются высокой правильностью анализа. Для Ba, Sr, Sc, Y, Yb, La и некоторых других элементов отмечено занижение их концентраций в золах (в пересчете на уголь) по сравнению с результатами анализов непосредственно углей. Эти расхождения еще более существенны при анализе зол методом просыпки. Все это свидетельствует, что в процессе озоления происходит существенная потеря перечисленных элементов, а также переход оставшейся части в окисидные менее летучие формы, что сказывается на их испарении при непосредственном введении зол в зону разряда (метод просыпки).

Впервые выполненные опытные исследования солянокислых вытяжек из углей, обогащенных РЗЭ (по данным спектральных исследований), с помощью метода масс-спектрометрии высокого разрешения и индуктивно связанной плазмы (ICP-MS Element фирмы Finnigan-Mat) показали хорошую сопоставимость полученных результатов с данными определения этих элементов непосредственно в углях методом просыпки. Так, средние содержания (31 проба), по данным спектральных исследований углей методом просыпки в обогащенных участках приквельной части (0,5 м) пластов Жиганского месторождения, для Y и Sc составили 630 и 220 г/т (см. табл.1), а по данным ICP-MS, анализ объединенной пробы показал соответственно 540 и 250 г/т. Для конкретного образца (ж-3/11) спектральным методом были определены содержания для Y — 300 г/т, Sc — 100 г/т, по результатам масс-спектрометрии определены соответственно 330 и 70 г/т. Хорошее совпадение данных, полученных разными методами, позволяет сделать два важных в практическом отношении вывода. Во-первых, РЗЭ в углях Ленского бассейна находятся в легко растворимых соединениях, поскольку спектральный анализ остатков после экстракции показал почти полную «стерильность» их в отношении этих элементов. Во-вторых, подтверждена надежность использования метода просыпки для массовых полуколичественных анализов распределения РЗЭ непосредственно в углях.

В литературе достаточно много сведений о концентрациях в углях Y, Yb и Sc, значительно меньше

2. Полуколичественное определение распределения РЗЭ в образцах углей методом ICP-MS спектрометрии

Изотопы РЗЭ	Соотношение распространения изотопов РЗЭ в природных объектах, % [5]	Суммарная концентрация, г/т (ppm)	
		Объединенная проба	ж-3/11
Sc ⁴⁵	100	250	70
Y ⁸⁹	100	540	330
La ^{138,139}	0,009:99,91	276	118
Ce ^{136,138,140,142}	0,19:0,25:88,48:11:0,8	464	176
Pr ¹⁴¹	100	42	16
Nd ^{142,143,144,145,146,147,150}	27,13:12,18:23,80:8,30:17,19:5,76:5,64	212	81
Sm ^{144,147,148,149,150,152,154}	3,1:15,0:11,3:13,8:7,4:26,7:22,7	131	49
Eu ^{151,153}	47,8:52,2	36	14
Gd ^{152,154,155,156,157,158,160}	0,20:2,18:14,80:20,47:15,65:24,84:21,86	171	64
Tb ¹⁵⁹	100	27	9
Dy ^{156,158,160,161,162,163,164}	0,06:0,10:2,34:18,9:25,5:24,9:28,2	168	63
Ho ¹⁶⁵	100	40	15
Er ^{162,164,166,167,168,170}	0,14:1,61:33,6:22,95:26,8:14,9	125	46
Tm ¹⁶⁹	100	19	7
Yb ^{168,170,171,172,173,174,176}	0,13:3,05:14,3:21,9:16,12:31,8:12,7	135	48
Lu ^{175,176}	97,41:2,59	23	8
ИТОГО		2659	1114

данных о Се и La и лишь единичные определения осуществлены для лантаноидов [2, 4]. На фоне около-кларковых содержаний Y и Yb (угольные кларки соответственно 7 и 0,9 г/т, по работе [4]) выделяются отдельные месторождения и даже бассейны, где содержания этих элементов превышают кларковые в 2–3 раза. Это палеоген-неогеновые угли Шпицбергена, Великих Северных Равнин (США), некоторые швейцарские месторождения. Относительно обогащены Sc (угольный кларк — 2,5 г/т) подмосковные, челябинские, карагандинские, болгарские бурые угли и из Южной и Северной Дакоты (США), где содержания его в 3–4 раза превышают кларковые. Для Се и La угольные кларки не определены вследствие недостаточной чувствительности массовых спектральных анализов, хотя и предполагается, что для первого они могут превышать 10 г/т [4]. Определение лантаноидов всегда представляло сложную аналитическую задачу, т. к. большинство из них содержится в углях в десятых долях грамма на тонну. Лишь в силезских малозольных углях В. Гольдшмидтом были определены содержания гадолиния и диспрозия до 8,8 г/т.

В солянокислых вытяжках из углей жиганской группы месторождений полуколичественным методом были определены все изотопы РЗЭ в одном случае — в объединенной пробе из «обогащенной» прикровельной зоны пластов, в другом — из образца (ж-3/11) со «средним» для жиганских углей содержанием РЗЭ. Результаты приведены в табл. 2 и на рис. 2, который отражает компьютерную реконструкцию детектирования изотопов по массам и измеренным накопленным сигналам (импульс/в секунду), зависящим от концентрации изотопов в растворе. Справа дана шкала пересчетов концентраций на уголь в ppm (г/т). Судя по рис. 2 и результатам расчетов, соотношение изотопов в углях для полиизотопных РЗЭ соответствует данным об их распространенности в природных объектах, за исключением Gd^{155} и Gd^{157} , где первый несколько превышает второй, хотя по литературным данным, соотношение должно быть обратным [5].

Парагенетическая связь повышенных концентраций РЗЭ с угольными пластами северной части Ленского бассейна вполне естественно ставит вопрос о возможных источниках этих элементов. Реконструкции палеоландшафтов на период мезозойского угленакпления в Ленском бассейне предполагают основной снос обломочного материала водотоками с

растущего Верхоянского горно-складчатого сооружения. По данным геологических съемок, на этой территории отмечается региональная «зараженность» редкоземельной минерализацией как пород пермо-триаса, так и четвертичных отложений, что в свое время позволило А.А. Котову и В.К. Лежоеву даже выделить «редкоземельный пояс Верхоянья», протягивающийся от Приморской низменности до хр. Сетте-Дабан. По всей видимости, эта область и являлась основной ареной выщелачивания РЗЭ. Перенос их осуществлялся инфильтрационными водами с последующей высадкой на геохимических барьерах в резко восстановительных условиях торфянных болот, а также в результате адсорбции углями на последующих стадиях их формирования. Таким образом, генетический тип месторождений можно отнести к «гидрогенному на восстановительных и сорбционных барьерах» [2].

Все это обусловило обогащение микроэлементами отдельных частей угольных пластов, которые можно рассматривать как самостоятельные «рудные» тела. Извлечение полезных компонентов из этих «рудных» тел целесообразнее вести до сжигания углей, а не переводить эти элементы в зольную трудноизвлекаемую оксидную форму и при этом терять их значительную часть.

Что же касается общих содержаний редкоземельных и ряда других элементов, то анализ всех спектральных и первых масс-спектрометрических данных свидетельствует, что мезозойские угли северной части Ленского бассейна и, в первую очередь, жиганской группы месторождений, представляют собой уникальный объект концентрированного накопления редкоземельных и ряда других малых элементов, которые на порядок и более превышают содержания аналогичных элементов в известных месторождениях мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каширцев В.А., Зуева И.Н., Митронов Д.В. и др. Редкие и редкоземельные элементы в мезозойских углях Ленского бассейна // Геол. строение и полезные ископаемые РС (Я): Матер. конфер. Якутск, 1997. Т. IV. С. 36–37.
2. Клер В.Р., Ненахова В.Ф. Парагенетические комплексы полезных ископаемых сланцевосных и угленосных толщ. — М.: Наука, 1981.
3. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов. — М.: Недра, 1979.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. — Л.: Наука, 1985.
5. *Handbook of Chemistry and Physics*. 69th Edition, CRC Press, 1989.

Геодинамика и сейсмичность

УДК 551.24 :550.83 (571.56)

© Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 1999

Тектоническая эволюция кристаллического фундамента юго-востока Сибирского континента

Г.А. СТОГНИЙ, В.В. СТОГНИЙ

Развивающаяся концепция тектонической расслоенности земной коры и внутренней подвижности фундамента активизированных платформ [9, 14 и др.] позволяет с новых позиций подойти к проблеме тектонической эволюции и геодинамики юго-востока Сибирского континента. С данной проблемой связан также аспект изучения закономерностей раз-

вития системы кристаллический фундамент — осадочный бассейн.

Раннедокембрийский кристаллический фундамент юго-востока Сибирского континента обнажен в пределах Алдано-Станового щита, Кухтуйского, Верхнемайского и Юровского блоков Южного Верхоянья, однако основная его часть перекрыта оса-

дочными отложениями (рис. 1, А). В пределах Алданской антеклизы фундамент вскрыт скважинами на глубинах 100—700 м. Источником информации о тектоническом строении кристаллического фундамента, перекрытого осадочными отложениями, являются преимущественно материалы геофизических съемок, интерпретация которых определяется концептуальным подходом и используемыми геофизическими критериями выделения структурных элементов. Примером этого могут служить имеющиеся схемы строения фундамента Сибирской платформы [2, 3, 8, 15 и др.].

Нами проведен сравнительный анализ отражения в геофизических полях структурных элементов хорошо изученных областей широкого развития раннедокембрийских пород — Алдано-Станового, Анабарского и Балтийского щитов и юга Африканской платформы [14], с учетом которого разработаны схема строения и модель тектонического развития кристаллического фундамента юго-востока Сибирского континента.

При интерпретации материалов гравиметрических и магнитных съемок использованы следующие критерии выделения главных структурных элементов раннедокембрийского кристаллического фундамента — архейских кратонов и разделяющих их гранулитовых и гранулит-амфиболитовых поясов, обычно называемых в отечественной литературе подвижными (mobile belts) [8]. Архейские кратоны чаще всего проявляются областями пониженного гравитационного поля мозаичного строения, например, Каапвальский и Олекминский. Магнитное поле в их пределах обычно слабоинтенсивное, локальные максимумы обусловлены пластами железистых кварцитов и магнетитосодержащих метабазитов, зонами диафтореза. Зеленокаменные пояса кратонов неоднозначно отражены в гравитационном и магнитном полях, характер их проявления зависит от формационного состава метаморфических толщ. При преобладании метабазитов (δ более $2,80 \text{ г/см}^3$) им соответствуют гравитационные максимумы амплитудой до 10 мгал (Субганский, Олондинский пояса). Если пояса сложены преимущественно метатерригенными образованиями (δ $2,70 \text{ г/см}^3$), то они не находят отражения в материалах гравиметрических съемок масштаба 1:200 000 — 1:50 000 (Чаро-Токкинский пояс и фрагменты Токко-Ханинского). В магнитном поле максимумами проявляются зеленокаменные пояса, содержащие железистые кварциты — Чаро-Токкинский. Для подвижных поясов (Лимпопо, Хейс, Намакви-Нагаль, Лапландский, Становой, Мозамбикский) характерны линейные положительные гравитационные аномалии и типа «гравитационной ступени». Магнитное поле в их пределах мозаичное, к аномалиеобразующим относятся массивы магнетитовых габброидов, пласты и линзы магнетитосодержащих кристаллических сланцев и плагиогнейсов.

Современная структура кристаллического фундамента изучаемого региона — результат взаимодействия архейских кратонов и их сегментов с образованием подвижных поясов различного возраста и стилей развития и включает Олекминский, Батомгский и Сунтар-Хаятинский архейские кратоны и Алданский, Байкало-Вилуйский, Становой и Охотский протерозой-фанерозойские пояса (см. рис. 1, Б).

Южные фланги Олекминского и Батомгского кратонов детально изучены в контурах одноименных гранит-зеленокаменных областей, а южная часть Алданского пояса в пределах Алданской гранулит-

гнейсовой области Алдано-Станового щита [5, 12, 17 и др.]. Олекминский архейский кратон сложен тоналитовыми гнейсами инфракрустального комплекса и супракрустальным комплексом зеленокаменных поясов. В Батомгском архейском кратоне инфракрустальный комплекс представлен биотитовыми, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и гранитогнейсами, а супракрустальный — гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, пироксен-амфиболовыми сланцами, амфиболитами, кальцифирами. К зонам диафторитов северо-восточного направления приурочены тела габброидов, а также фрагменты зеленокаменных поясов, сложенные биотитовыми микрогнейсами, кварцитами и мраморами.

Сунтар-Хаятинский архейский кратон, отождествленный с одноименным гравитационным минимумом (рис. 2), перекрыт верхоянским терригенным комплексом. Южную часть Сунтар-Хаятинского кратона часто относят к Охотскому террейну, причленившемуся к Сибирскому континенту в мезозое [6, 10 и др.]. Рассмотрение рис. 2 позволяет сделать вывод, что данная структура не находит отражения в гравитационном поле и не может рассматриваться как автономная тектоническая единица, в связи с чем, по нашему мнению, юго-восточная граница Сибирского континента определяется Сунтар-Хаятинским архейским кратоном. Согласно результатам моделирования [13], Сунтар-Хаятинский кратон сложен комплексом пород со средневзвешенной плотностью $2,75 \text{ г/см}^3$ (амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы и гнейсы, гранитогнейсы).

Разделяющий Олекминский и Батомгский кратоны Алданский гранулитовый пояс представляет

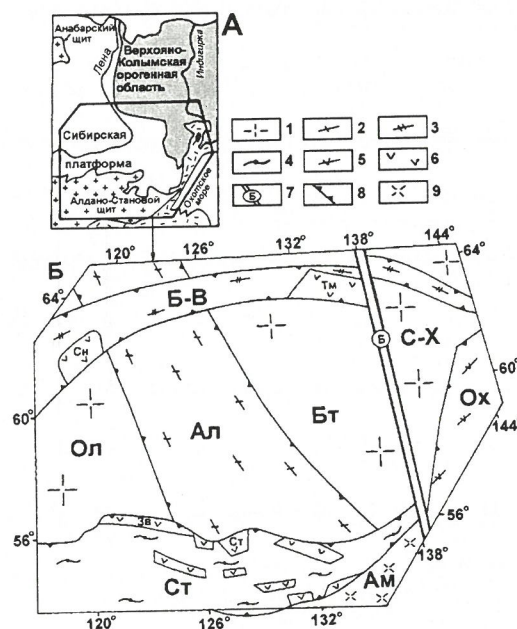


Рис. 1. Схемы местоположения объекта исследований (А) и строения кристаллического фундамента юго-востока Сибирского континента (Б):

1 — земная кора гранит-зеленокаменного типа (архейские кратоны: Ол — Олекминский, Бт — Батомгский, С-Х — Сунтар-Хаятинский); земная кора гранулит-гнейсовой типа: подвижные пояса: 2 — ранне-протерозойский Алданский (Ал), 3 — поздне-протерозойский Байкало-Вилуйский (Б-В), мезозой-кайнозойские: 4 — Становой (Ст), 5 — Охотский (Ох), 6 — блоки высокобарических гранулитов подвижных поясов (Сн — Сунтарский, Тм — Томпонский, Зв — Зверевский, Ст — Сутамский); 7 — поздне-протерозой-девонская Бурхалинская (Б) рифтогенная система; 8 — границы зоны надвигов подвижных поясов; 9 — земная кора Амурской плиты

собой всеобразный ансамбль надвиговых чешуй и пластин, контролируемых Тыркандинским разломом и сложенных вулканогенно-терригенными отложениями, метаморфизованными в пранулитовой фации высоких температур и умеренных давлений. Тыркандинский разлом в аномальном правивационном поле отражен четкой линейной минимумом амплитудой до 4 мпал.

Байкало-Вилно́йский пояс обычно выделяется по субширокой зоне пониженных значений магнитного поля [3, 8]. Контуры Байкало-Вилно́йского пояса вынесены по зоне линейных правивационных максимумов, наиболее интенсивными среди которых являются Сунгарский и Томпонский (см. рис. 2). В рельефе кристаллического фундамента Байкало-Вилно́йский пояс, по-видимому, выражен сводово-глыбовыми поднятиями. Раннедокембрийские породы пояса вскрыты Сунгарской опорной скважиной под нижнеюрскими отложениями на глубине 368 м [16].

Становой подвижный пояс, окаймляющий Сибирский континент с юга, представляет собой совокупность блоков и чешуй раннедокембрийских пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой (сланцевой комплексы) и пранулитовой (зверевско-чопарский комплекс) фаций. Блоками пранулитов, имеющих более высокую средневязкостную плотность (до 2,95 г/см³) по сравнению со сланцевым комплексом (2,75 г/см³), соответствуют правивационные максимумы амплитудой до 20 мпал. На репичной составляющей правивационного поля (см. рис. 2) эти максимумы сохраняются лишь для наиболее крупных блоков — Зверевского, Сугамского, Брянинского.

Предлагаемая модель тектонической эволюции



Рис. 2. Схема региональной составляющей правивационного поля юго-восточной части Сибирского континента с элементами мезозойского интрузивного магматизма:

изованомалы: 11 — максимумы, 2 — минимумы правивационного поля; 3 — массивы мезозойских гранитоидов и щелочных пород; 4 — припира Алдано-Становой щита; 5 — сводно-западная припира Охотского террейна [10]; А-Л — Алдано-Ланская аномальная область; С-Ж — Сунгар-Жаигинский региональный минимум; Сн — Сунгарский, Тм — Томпонский, Зв — Зверевский, Ст — Сугамский правивационные максимумы

кристаллического фундамента юго-востока Сибирского континента (рис. 3) разработана с учетом того, что ведущим фактором, определяющим геодинамику, является реологическая и тектоническая расчлененность литосферы. Характер тектонико-магматических режимов докембрия и фанерозоя зависит преимущественно от тепловых состояний литосферы и ее реологических свойств, что обусловило формирование краптов в архее, поднижных поясов в проптерозое и фанерозое. Тектонические сдвиги на разных уровнях земной коры привели к совмещению в разрезе покровов и чешуй, сложенных породами различного генезиса, формированию пеперогенных спружурных планов земной коры и верхней мантии. В истории развития спружур кристаллического фундамента юго-востока Сибирского континента можно выделить четыре важнейших тектонических этапа: архейский, раннепроптерозойский, позднепроптерозойский и мезозой-кайнозойский.

В архейский этап сформирована земная кора гранит-зеленокаменного типа и, по-видимому, юго-восток Сибирского континента на конец позднего архея представлял собой единый Алданский крапок (Алдано-Становой нуклеар, по М.З. Глумовскому [4]), характерной чертой которого была система субмеридиональных зеленокаменных поясов. Фрагментами Алданского крапка в современной спружуре кристаллического фундамента Сибирского континента являются архейские Олекминский, Бакомский и Сунгар-Жаигинский крапки. Время образования инфракмплекса Олекминского крапка оценивается в 3,2 млрд. лет [18], а условия репичного пропрессивного метаморфизма соответствуют: $T(650-700^\circ\text{C})$, $P(5-6) 10^2$ МПа [7]. Условия метаморфизма биолит-пранулитов пнейсов инфракмплекса Бакомского крапка характеризуются параметрами: $T(570-680^\circ\text{C})$, $P(6,7-8,5) 10^2$ МПа [17].

В раннепроптерозойский этап тектонически активным являлся Тыркандинский разлом, расколотивший Алданский крапок на два сегмента, последующее взаимодействие которых обусловило формирование Алданского пранулитового пояса (рис. 3, а). Сжимающие горизонтальные напряжения на уровне промежуточного слоя земной коры, имеющие наибольшую подвижность в данный этап развития Земли, способствовали выдвиганию чешуй малоплубинных пранулитов ($T(750-830^\circ\text{C})$, $P(5,3-7,5) 10^2$ МПа) и формированию покровно-надвиговых ансамблей V-образной спружурной пояса в условиях развития в верхней части земной коры, а также заложению субмеридиональной системы глубинных разломов — Амгинского, Уланского и др. Максимальная вертикальная мощность Алданского пояса, по результатам моделирования, составляет 7 км. Наиболее вероятные датировки времени повторного метаморфизма, сопряженного со временем образования пояса, — 1,8–1,9 млрд. лет [18]. Хорошо изученными элементами пояса являются Тимптонский и Иджакто-Шуямский надвиги [12]. Данный этап характеризуется спановлением континентальной коры пранулит-пнейсового типа. Западнее и восточнее Алданского свода в условиях предгорных впадин происходило накопление карбонатно-терригенных и терригенно-вулканогенных отложений угуйского и маймаканского комплексов.

Субмеридиональные (в современных координатах) тектонические напряжения позднего проптерозоя привели к формированию Байкало-Вилно́йского подвижного пояса (см. рис. 3, б), активное развитие

которого закончилось, вероятно, в конце рифея. Механизм его формирования, по-видимому, подобен таковому Алданского пояса, но в связи с общими оспыиванием литосферы изменилось ее реологическое состояние, и при этом подвижными стали более глубинные (ниже до уровня нижней коры) горизонты. Байкало-Вилуйский пояс в рифее представлял собой орогенную область, сформированную в зоне разрыва, и контролировал систему предгорных прогибов, объединенных в последующем в единый осадочный бассейн (Вилуйская впадина), развитие которого в фанерозое происходило в условиях рифтогенеза. К наиболее крупным блокам пояса следует отнести Сунгарский и Томпонский, которые, судя по создаваемым ими интенсивным правосторонним

аномалиями, сложены преимущественно метабазитами.

Конец рифея всегда знаменуется зарождением субмеридиональной Бурхалинской рифтогенной системы (см. рис. 3, в), что привело к обособлению Сунгар-Хаяпинского кратона и формированию на нем пассивной континентальной окраины. При этом опускание северной части Сунгар-Хаяпинского кратона шло интенсивнее, чем южной. Приподнятая часть кратона обычно именуется Охотским массивом [115, 116]. Таким образом, Бурхалинская рифтогенная система разделила юго-восток Сибирского континента на две крупные тектонические области: западная часть развивалась как платформа, а восточная как пассивная окраина, вовлеченная в последующем в складчато-надвиговые деформации [111]. В венд-кембрии в прогах, приуроченных к Бурхалинской системе, шло накопление карбонатно-терригенных отложений, а Тыркендинский свод контролировал области различных режимов осадконакопления юго-востока Сибирской платформы. Западные своды были лагуно-мелководная область, восточнее область относительно глубоководного шельфа [115], а его восточный пологий склон являлся, по-видимому, областью образования Анибаро-Синского рифа (см. рис. 3, в).

Мезовой-кайнозойский этап обусловлен прежде всего процессами субдукции и коллизии Сибирского континента (Восточно-Сибирская плита, по рифте [6]) с Амурской и Тихоокеанской плитами (см. рис. 3, г). В этот этап южная часть Сибирского континента представляла собой активную континентальную окраину. Результатом мезовой-кайнозойских тектонических режимов стало формирование Станового и фризентарно выраженного Охотского подвижного пояса. В процессе коллизии Сибирского континента и Амурской плиты сформирована чашевидная структура Станового пояса. В первые циклы коллизии произошел тектонический срыв на уровне нижней слоя земной коры, тектонические блоки которого, выдвинутые по системе надвигов, образовали два субширотных пояса высокобарических пранулитов — Капуро-Джунджурской и Ларбинско-Чотарской [114]. В последующие циклы тектонические срывы происходили на более высоких палеотермических уровнях, с ними связаны процессы выдвигания блоков и покровов станового комплекса. Максимальная мощность пояса, по расчетным данным, не превышает 115 км.

Взаимодействие Тихоокеанской и Восточно-Сибирской плит в мезовой-кайнозойский этап вызвало активизацию кристаллического фундамента Сунгар-Хаяпинского кратона, что явилось причиной выноса на поверхность по системе субмеридиональных надвигов Кухуйского, Верхнемайского и Юровского блоков раннедокембрийских пород, а также осадочных пород протерозоя и палеозоя — фризентарных Охотского подвижного пояса. Сроение блоков и чешуй пояса достаточно сложное, архейские пранулиты диафторированы, а осадочные часто калклизированные породы превращены в кварц-хлоритовые, двуслойные и кварц-сланцевые сланцы [110]. Следует отметить, что метаморфизм раннедокембрийских пранулитов данного пояса отвечает условиям: $T 725^{\circ} \text{C}$, $P (9-10) 10^2 \text{ МПа}$ (суламская фация глубинности) и $T 650-750^{\circ} \text{C}$, $P (6-8) 10^2 \text{ МПа}$ (алданская фация глубинности) [11].

Региональные закономерности размещения и ха-

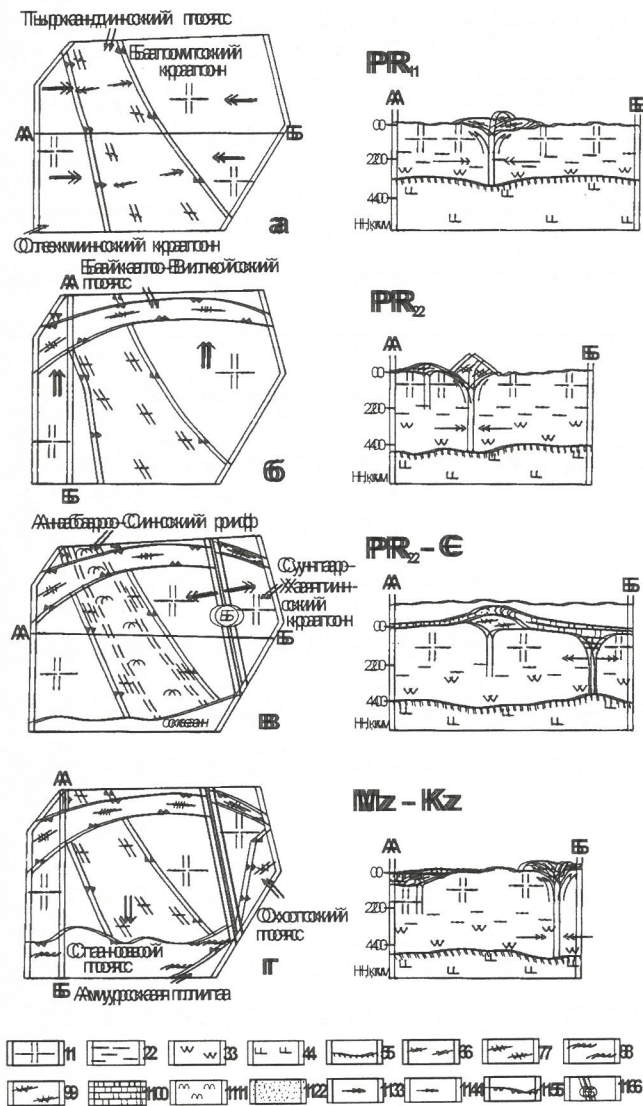


Рис. 3. Модель тектонической эволюции раннедокембрийского кристаллического фундамента юго-востока Сибирского континента:

1 — верхняя, 2 — промежуточная, 3 — нижняя части земной коры; 4 — верхняя мантия; 5 — призма Станового пояса; 6 — малоглубинные пранулиты Алданского пояса; 7 — равногоризонтные пранулитовые комплексы Байкало-Вилуйского пояса; 8 — метаморфические комплексы Станового пояса; 9 — Охотского пояса; 10 — преимущественно карбонатный комплекс платформенного чехла; 11 — карбонатно-рифтовый комплекс Анибаро-Синского барьерного рифа; 12 — преимущественно эвапорито-доломитовый комплекс платформенного чехла; 13 — главные направления тектонических усилий; 14 — направления тектонических движений; 15 — главные зоны надвигов подвижных поясов; 16 — Бурхалинская (Б) рифтогенная система

рактар проявления мезозойского интрузивного магматизма юго-востока Сибирского континента определяются прежде всего его приуроченностью к архейским кратонам либо к мезозой-кайнозойским Становому и Охотскому подвижным поясам. На региональной составляющей гравитационного поля это выражается в соответствии областей развития мезозойского магматизма гравитационным минимумам либо аномалиям типа «гравитационной ступени» (см. рис. 2). Распределение мезозойских массивов щелочных пород в контурах архейских кратонов рассеянное, они представлены мелкими пластовыми телами либо штоками, нижняя расчетная кромка которых не превышает 5—6 км. Мезозойский щелочной магматизм кратонов контролируется обычно гранитогнейсовыми куполами. Пластинообразные массивы гранитоидов Станового подвижного пояса приурочены к его осевой части и контролируются Каларо-Чогарским межплитным разломом.

Таким образом, можно отметить следующие закономерности развития системы кристаллический фундамент — осадочный бассейн для юго-востока Сибирского континента. В раннедокембрийские этапы была сформирована зрелая земная кора гранит-зеленокаменного и гранулит-гнейсового типов. Процесс осадконакопления в раннем протерозое (Олдонгсинский, Угуйский, Улканский прогибы и др.) контролировался Алданским подвижным поясом, а в позднем протерозое-кембрии Байкало-Вилуйским и Алданским орогенами и Бурхалинской рифтогенной системой. В мезозой-кайнозойский этап раннедокембрийская земная кора тектонически активизировалась на юге континента с формированием за счет ее фрагментов подвижных поясов — Станового и Охотского.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Университеты России — фундаментальные исследования» (грант 98-9-2434).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В. Петрология охотского метаморфического комплекса. — М.: Наука, 1977.
2. Габышев В.Д. Строение фундамента Якутии по геолого-геофизическим данным // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 51—55.
3. Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры // Геотектоника. 1978. № 1. С. 43—58.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69—81.
5. Докембрийская геология СССР / Под ред. Д.В.Рундквиста, Ф.П.Митрофанова. — Л.: Недра, 1988.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990.
7. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии. Автореф. дисс. на соиск. ... доктора геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995.
8. Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Докембрийские троговые комплексы Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1983. С. 74—79.
9. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3—20.
10. Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Позиция и природа Охотского массива // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 50—53.
11. Парфенов Л.М. Тектоническая эволюция земной коры Якутии // Наука и образование. 1997. № 1. С. 36—41.
12. Ранний докембрий Южной Якутии / В.Л.Дук, В.И.Кишул, А.Ф.Петров и др. — М.: Наука, 1986.
13. Стогний Г.А. Модель глубинного строения Южного Верхоянья // Геофизические исследования в Якутии. Якутск, 1995. С. 37—39.
14. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. — Новосибирск: Наука, 1997.
15. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин и др. — М.: Наука, 1985.
16. Тектоническое строение Якутской АССР / К.Б.Мокшанцев, Д.К.Горнштейн, Г.С.Гусев, Э.В.Деньгин, Г.И.Штех. — М.: Наука, 1964.
17. Федькин В.В., Кишул В.И., Березкин В.И. Состав минералов и РТ-условия образования биотит-гранатовых гнейсов Батомского блока // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 208—224.
18. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. Vol.54. №. 1—2. P.195—210.

УДК 551.4(571.56)

© В.П.Самусиков, 1999

Особенности строения гидросети хребта Черского и их связь с геодинамикой региона

В.П.САМУСИКОВ

Горная система Черского (хр. Черского) — крупная орографическая структура Верхояно-Колымской складчатой области мезозой. Она состоит из серии высокогорных цепей и отдельных горных массивов с участками среднегорья и охватывает бассейны верхнего течения р. Колыма, Индигирка и Адыча. Общая протяженность хребта более 1000 км, в поперечном сечении 100—150 км, ориентирован в направлении юго-восток — северо-запад. Абсолютные отметки в осевой части хребта достигают 3147 м (Буордахский массив) при средней высоте большинства водоразделов от 2000 до 2500 м. Относительные превышения водоразделов над днищами долин основных водотоков достигают 1500 м. Рельеф хребта в целом альпийский со следами интенсивной ледниковой деятельности. На участках с максимальными высотами имеются современные центры оледенения в виде небольших висячих ледников.

Р. Индигирка со своими притоками охватывает примерно 400-километровый отрезок хребта в его центральной части. На северо-востоке горная система граничит с Момо-Селеняхской впадиной, на юго-западе постепенно переходит в Нерское плоскогорье (правобережье р. Индигирка) и Ольчано-Эльгинское нагорье (левобережье). В тектоническом отношении северо-восточная часть горной системы охватывает Эриkitский антиклинорий (правобережье р. Индигирка) и Чибгалахский антиклинорий (левобережье), ориентированные в северо-западном направлении. К осевым частям этих антиклинориев приурочены крупные батолиты гранитоидов площадью 1000 км² и более, прорывающие отложения верхнего триаса: Эриkitский, Порожно-Цепинский, Чибгалахский. Юго-западная часть горной системы расположена в пределах Иньяли-Дебинского синклинория, который выполнен ниже-среднеюрски-

ми отложениями. Последние интенсивно смяты в складки первого, второго и более высоких порядков с тектоническими нарушениями в основном северо-западного простирания, совпадая с простиранием основных складчатых структур. Литологически осадочные отложения представлены песчаниками и песчано-глинистыми сланцами. В металлогеническом плане рассматриваемый район находится в центральной части Яно-Колымского золотоносного пояса.

Главная водная артерия района р. Индигирка течет в субмеридиональном направлении вкост простирания складчатых и орографических структур, а ее основные притоки ориентированы в субширотном (северо-запад — юго-восток) направлении параллельно складчатым структурам и приурочены либо к осевым частям этих структур, либо к структурным разломам древнего заложения. В пределах хр. Черского и его предгорьях основными притоками р. Индигирка (протяженностью 30 км и более) являются с севера на юг: левые притоки — Чибагалах, Ытабыт-Юрях, Иньяли, Ольчан, Эльга; правые притоки — Мома, Хатыс-Юрях, Еченка, Куобах-Бага, Тиректях, Нера. Характерная черта названных притоков (и вообще большинства водотоков субширотного простирания) — асимметричность их строения, причем знак асимметрии в разных бассейнах различный. Наши полевые наблюдения и анализ картографических материалов в целом по району позволили выявить следующие закономерности в пространственном размещении водотоков с разным знаком асимметрии. В водотоках, расположенных в северной части района (севернее водоразделов рек Иньяли — Ольчан и Еченка — Куобах-Бага), число южных притоков (текущих с юга на север), их протяженность и разветвленность, а также общая площадь водосбора значительно преобладают над аналогичными параметрами северных притоков. Ширина этой геоморфологической зоны (в дальнейшем Чибагалах-Эрикитская зона) около 100 км. В водотоках южной части района (до р. Тарын и Эльга) знак асимметрии обратный, т.е. здесь северные притоки по всем вышеуказанным параметрам преобладают над южными (таблица). Ширина этой (Ольчано-Нерской) геоморфологической зоны около 120 км.

Граница между зонами пространственно совпадает с осью Иньяли-Дебинского синклиория и прослеживается не только в бассейне р. Индигирка, но и за его пределами (на востоке — в бассейне р. Колыма, на западе — в бассейнах рек Чаркы и Адыча). Характерно, что на всем протяжении эту водораздельную линию не пересекает ни один водоток, кроме самой р. Индигирка. Ранее ее пересекала р. Нера (Палео-Нера), которая являлась одним из притоков р. Мома, но в конце раннего плейстоцена (на уровне современной 100—120-метровой террасы) именно в этом месте произошла перестройка гидро сети, и р. Нера выработала себе новое русло, став притоком р. Индигирка [5]. Гидросеть нижней части Палео-Неры ос-

талась в бассейне р. Мома (ныне это р. Кур-Эрикит с притоками), а вышележащий отмерший участок ее долины унаследован р. Антагачан (правый приток современной р. Нера). Судя по реликтам некоторых отмерших притоков Палео-Неры, гидросеть здесь к моменту перестройки была уже асимметричной. В современном рельефе водотоки субширотного простирания имеют ярко выраженное асимметричное строение (Ылен, Амбардах, Интах, Кулухун и др.) Следует отметить, что орографически этот водораздел между притоками р. Индигирка не является господствующим. Абсолютные отметки составляют здесь в основном 1500—2000 м, в то время как севернее (в Чибагалах-Эрикитской зоне) преобладают отметки 2000—2500 м. Кроме того, центральная часть Чибагалах-Эрикитской зоны занята преимущественно устойчивыми против эрозии гранитами и окружающими их роговиками, и тем не менее практически все более или менее крупные водотоки (притоки р. Чибагалах и Мома) полностью пересекают гранитоидные массивы.

Аналогичная картина наблюдается и в изменении поперечного профиля речных долин субширотного простирания. В Ольчано-Нерской зоне более пологи и террасированные склоны южной экспозиции, а в Чибагалах-Эрикитской северной. Следует также отметить чрезмерную ширину долин, которая обычно в десятки, а иногда в 100—200 раз превышает ширину русла. В водотоках субмеридиального направления никаких различий в поперечном профиле долин при переходе из одной зоны в другую не наблюдается. Для них в целом характерно симметричное строение, протяженность притоков с обеих сторон примерно одинаковая и соответственно близки и площади водосбора, ширина долин обычно меньше, чем у таких же водотоков субширотного простирания (рисунок).

Морфологическое строение долины р. Индигирка также обнаруживает тесную связь с выделенными зонами асимметрии. Очень показателен ее продольный профиль (построен по картам масштаба 1:25 000). В Ольчано-Нерской зоне (участок Нера — Бергенях) уклон 0,5—0,7 м/км, в Чибагалах-Эрикитской он увеличивается до 1 м/км (участок Бергенях — Таскан), а при пересечении Порожноцепинского батолита до 1,8 м/км. На участке перегиба продольного профиля в русле наблюдаются выходы коренных пород (междуречье Куобах-Бага — Еченка). Пойма и первая надпойменная терраса (5—10 м) в отличие от выше- и нижерасположенных участков долины развиты очень слабо. Ширина их в основном первые десятки метров и лишь в приустьевых частях боковых притоков изредка достигает 200—300 м. Иными словами, река здесь в настоящее время находится в фазе глубинной эрозии. Характерно, что наиболее высокие террасы в долине р. Индигирка (300—450 м) развиты лишь в переходной полосе между Ольчано-Нерской и Чибагалах-Эрикитской зонами (участок междуречья Куобах-Бага — Еченка). Морфологичес-

Коэффициенты отношения площадей водосбора южных притоков к северным

Зона	Левобережье р. Индигирка	Коэффициент отношения	Правобережье р. Индигирка	Коэффициент отношения
Чибагалах-Эрикитская	Чибагалах	2,5	Мома	1,5
	Ытабыт-Юрях	3,0	Хатыс-Юрях	1,4
	Иньяли	2,7	Еченка	1,6
Ольчано-Нерская	Ольчан	0,73	Куобах-Бага	0,31
	Эльга	0,62	Тиректях	0,33
			Нера	0,72

ки здесь отчетливо выражены 10 уровней террас с относительными отметками (в м): 5—10, 15—20, 35—40, 50—70, 100—120, 150—170, 200, 300, 400—450. Детальная характеристика этих террас приведена в работе [3]. Возраст 450-метровой террасы по палинологическим данным оценивается как раннечетвертичный [4], а 40-метровой — соответствует последнему оледенению, поскольку местами она перекрывается ледниковыми отложениями. Интересные данные в отношении террас р. Индигирка приведены в работе [1, с.180] «Терраса, соответствующая поздне-четвертичному межледниковью, в долине р. Индигирки у устья Куобах-Баги достигает 100—110 м, а у устья р. Нера она снижается до 30—40 м..... При этом зачастую террасы одного возраста имеют неодинаковое строение. В долине р. Индигирки межледниковые террасы в большинстве случаев цокольные, тогда как у устья р. Неры и в долине р. Эльги они аккумулятивные». Аналогичные сведения относительно изменения высоты одновозрастных террас приведены в работе [6] для бассейна Палео-Неры (правобережье современной р. Нера). Здесь самые высокие террасы относительно р. Нера имеют высоту 180—200 м. Спорно-пыльцевые комплексы аллювиальных отложений этой террасы аналогичны таковым из аллювия 450-метровой террасы р. Индигирка, т.е. это единый раннечетвертичный эрозионный уровень. Поскольку в этот период Палео-Нера текла в сторону р. Мома (с юга на север), абсолютные отметки этого террасового уровня должны были понижаться в этом же направлении. В настоящее время

наблюдается обратная картина. В долине р. Антагачан, которая унаследовала долину Палео-Неры, абсолютная высота этой террасы увеличивается с юга на север с 920 м у устья р. Анки до 1100 м в устье р. Тунгыранджа-Сиен. Расстояние между этими притоками р. Антагачан около 40 км.

Суммируя все вышеприведенные данные, мы приходим к заключению, что рассмотренные особенности строения гидро сети горной системы Черского обусловлены неравномерным поднятием территории в четвертичный период. По сейсмоструктурным данным, хр. Черского находится в зоне сочленения Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, механизм взаимодействия которых в данном районе пока еще недостаточно изучен. Одни исследователи считают, что здесь происходит растяжение с образованием рифта, а другие — сжатие [2].

По нашему мнению, вторая точка зрения позволяет наиболее полно и логично объяснить приведенный фактический материал. В результате сжатия в приграничной полосе взаимодействия этих плит происходит валобразное поднятие территории, осложненное продольными разрывными нарушениями с дифференцированными перемещениями отдельных блоков по этим нарушениям. Граница смены знака асимметрии гидро сети — ось этого вала. Водотоки, ориентированные параллельно осевой линии (субширотного простирания), но расположенные по разные стороны от нее, в результате односторонней боковой эрозии (за счет скатывания по склонам вала) вырабатывают широкую долину с асимметричным поперечным профилем, но с противоположным знаком асимметрии. В водотоках субмеридионального простирания, ориентированных своими истоками в направлении осевой линии вала, в результате воздымания происходит увеличение продольного уклона, и они, активно развиваясь, увеличиваются и по длине, и по площади водосбора. В водотоках с противоположным направлением течения, наоборот, уклон продольного профиля уменьшается, поэтому они не могут развиваться. Этим же объясняется и изменение уклона в продольном профиле р. Индигирка при пересечении осевой линии поднятия. Опережающее поднятие этого участка долины обусловило повышенную высоту развитых здесь террас. С этим же связано и образование аккумулятивных террас в верхнем течении [2]. Сказанное позволяет предположить, что в периоды интенсивного поднятия верхняя часть долины на какое-то время оказывалась подпруженной. Вероятно, такое подпруживание и послужило причиной отмирания Палео-Неры. Временно возникший озерный бассейн способствовал перехвату Палео-Неры одним из притоков р. Индигирка. В связи с

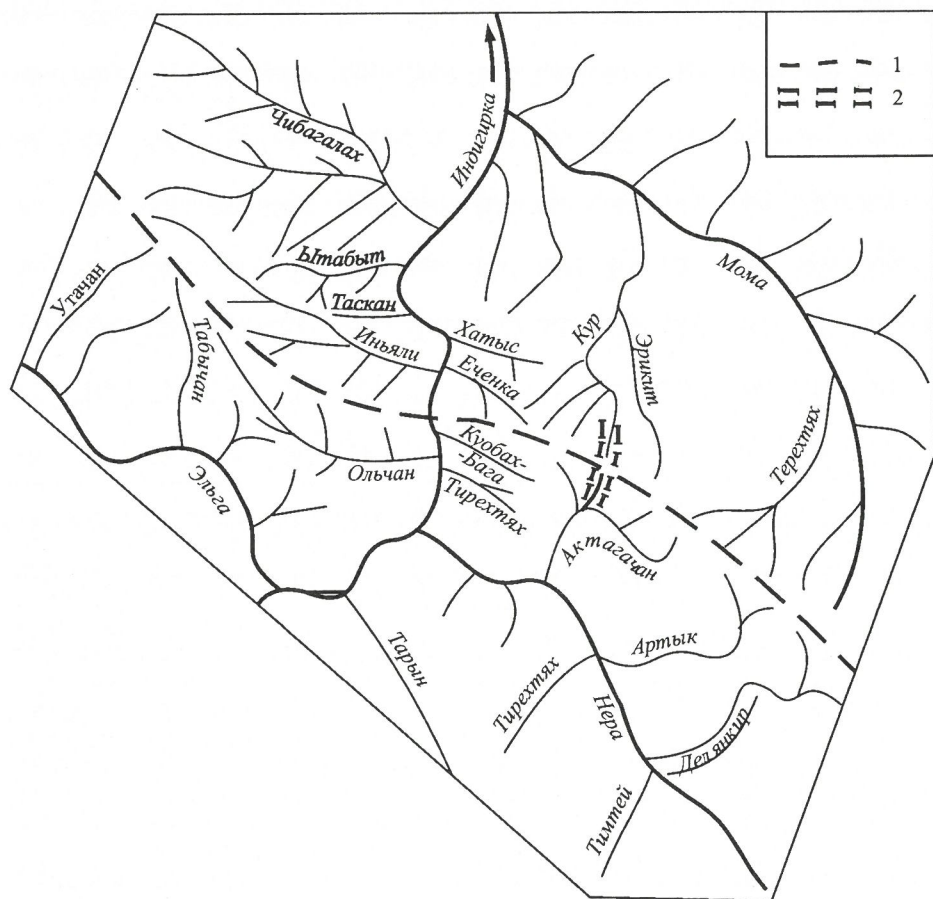


Схема строения гидро сети бассейна верхнего течения р. Индигирка:

1 — линия перемены знака асимметрии; 2 — участок перестройки Палео-Неры; для каждого притока р. Индигирка показаны лишь наиболее крупные их притоки с той и другой стороны долины

наблюдается обратная картина. В долине р. Антагачан, которая унаследовала долину Палео-Неры, абсолютная высота этой террасы увеличивается с юга на север с 920 м у устья р. Анки до 1100 м в устье р. Тунгыранджа-Сиен. Расстояние между этими притоками р. Антагачан около 40 км.

этим можно отметить, что, по заключению Ф.И.Цхурбаева, «основными факторами, определившими историю развития гидросети и изменение ее рисунка — Палео-Неры — явились тектонические поднятия и связанные с ними перехваты» [5, с.148]. Судя по выходу коренных пород в русле р.Инди-гирка в междуречье Куобах-Бага — Еченка, поднятие здесь продолжается и в настоящее время. Общее поднятие на данном участке за четвертичный период составляет около 450 м. Принимая продолжительность четвертичного периода 1,8 млн. лет, получаем среднегодовую скорость поднятия 0,2—0,3 мм/год. Если учесть прерывистый характер воздымания, о чем свидетельствуют террасы р. Инди-гирка, можно предположить, что в отдельные этапы скорость поднятия могла быть несколько миллиметров в год. В частности, послеледниковый врез р.Инди-гирка составляет около 40 м при продолжительности этого этапа около 10 000 лет, следовательно скорость врезания в этот период составляла в среднем около 4 мм/год.

Приведенные геоморфологические данные могут служить дополнительным аргументом в пользу сторонников сжатия между Северо-Американской и

Евразийской литосферными плитами в рассмотренном районе на протяжении четвертичного периода. Учитывая, что в данном районе широко развиты россыпные месторождения золота, выяснение истории развития гидросети представляет и практический интерес в плане расшифровки условий формирования россыпей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1964.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмоструктика Северо-Восточной Якутии. — Якутск, 1990.
3. Самусиков В.П., Трушков Ю.Н. Россыпи золота Прииндигирской зоны разломов // Геология россыпей золота и закономерности их размещения. М., 1966. С. 91—128.
4. Трушков Ю.Н., Цхурбаев Ф.И. Стратиграфия континентальных золотоносных рыхлых отложений верхнего течения р.Инди-гирки // Геология россыпей Якутии. М., 1964. С. 73—83.
5. Цхурбаев Ф.И. К истории развития Палео-Неры и ее современной гидросети // Геология россыпей Якутии. М., 1964. С. 140—148.
6. Цхурбаев Ф.И. Геоморфология, четвертичные отложения и золотоносные россыпи Нерского плоскогорья // Геология россыпей золота и закономерности их размещения. М., 1966. С. 129—160.

УДК 550.34:553.98

© К.И.Микуленко, 1999

Палеосейсмичность как фактор формирования ловушек и зон нефтегазонакопления нетрадиционного типа

К.И.МИКУЛЕНКО

В зависимости от механизмов формирования сейсмогенные образования подразделяются на автохтонные, аллохтонные и транзитогенные [2]. Первые включают сейсмогенные разрывы с сопутствующими им пликативными дислокациями, кливажеподобную трещиноватость, кластические дайки. Они расположены в приэпицентральных зонах современных и древних землетрясений. Аллохтонные образования формируются в результате ударного воздействия сейсмических толчков на приповерхностные отложения и включают олистостромы, оползни, пластичное течение осадков, взмучивание и перемещение их в форме суспензионных потоков. Транзитогенные образования — это отрицательные формы на дне седиментационного бассейна, возникающие в результате «оголения» обширных участков при смещении сползающих толщ, выпавивания и эрозии (желоба, каньоны) оползнями и суспензионными потоками дна седиментационных бассейнов.

С позиций потенциальных ловушек углеводородов наибольший интерес представляют сейсмогенные разрывы и связанные с ними пликативные дислокации, кливажеподобная трещиноватость, отложения суспензионных потоков и транзитогенные образования.

Отложения суспензионных потоков (турбидиты) образуются в результате выпадения осадков из взмученной среды (суспензий). Причинами взмучивания осадков и образования суспензионных потоков могут являться волновая деятельность воды, штормы, цунами, береговые обвалы, оползни, вулканические и сейсмоструктурные процессы [1]. Последние — один из главных факторов их формирования, на что указывают многочисленные примеры генерирования суспензионных потоков современными

ми землетрясениями, приуроченность массовых скоплений турбидитов к зонам главных сейсмических поясов Земли в морях и океанах и другим тектонически активным структурам геологического прошлого.

Суспензионные потоки играют большую роль в седиментогенезе современных озерных, морских и океанических бассейнов, их отложения широко распространены и в отложениях геологического прошлого. В складчатых областях турбидиты составляют не менее трети в балансе осадочных пород, а в отдельных комплексах (например, флиш) они преобладают; в платформенных областях, их доля может составлять 5—15 % общей мощности отложений. Турбидиты — единственные из сейсмогенных образований, нефтегазоносность которых доказана.

Во многих районах зарубежных стран (Америка, Китай, Бразилия, Европа и др.) имеются достаточно многочисленные примеры продуктивности ловушек этой природы. В последние годы появились данные, свидетельствующие о наличии и продуктивности турбидитов в нефтегазоносных областях Русской платформы (Днепровско-Донецкая, Тимано-Печерская провинции), в районах Азербайджана, Армении. По результатам наших исследований нефтегазоносность турбидитов установлена или предполагается на целом ряде изученных месторождений Западно-Сибирской плиты (Самотлорское, Сургутское, Усть-Балыкское, Минчимикинское, Лугинское, Северо-Васючанское, Советское, Мыльджинское и др.), Сибирской платформы (Среднеботуобинское, Верхневилучанское, Талаканское, Средневилуйское, Мастахское, Неджелинское и др.), Енисей-Хатангского и Предверхоанского прогибов (Мессояхское, Сабохайское и др.).

Таким образом, турбидиты — достаточно распространенная форма продуктивных пластов, отличающихся спецификой формирования и прогноза, и потому должны выделяться в самостоятельный тип нетрадиционных ловушек.

Транзитогенные образования в ископаемом состоянии образуют особые формы несогласий. С нефтегеологических позиций в их составе целесообразно выделять покровные и русловые разности [2]. Первые обязаны своим появлением смещению оползающих пород и суспендирующих осадков. В ископаемом состоянии это приводит к формированию стратиграфических несогласий и литологических выклиниваний, подобных тем, которые возникают при региональных размывах отложений и перерывах в осадконакоплении. В нефтегазоносных районах они встречаются достаточно часто. По нашим представлениям, с проявлениями древних подводных оползней связываются несогласные залегания на породах верхнего мела и палеогена майкопской свиты (олигоцен — нижний миоцен) в районах внешней зоны Терско-Каспийского и в отдельных районах Западно-Кубанского краевых прогибов; в пределах внешнего пояса Западно-Сибирской плиты, где имеют место выклинивания и региональные несогласия отдельных толщ и пачек в составе юрских и меловых отложений; вдоль внешней зоны Вилуйской гемисинеклизы, Предверхоанского прогиба и Лено-Анабарского мегапрогиба, где пермские и мезозойские отложения несогласно залегают на подстилающих отложениях вплоть до нижнепалеозойских. Протяженность по простиранию таких зон составляет сотни и первые тысячи километров, ширина может достигать сотен километров, а мощности отсутствующих отложений — сотни метров. Будучи перекрытыми региональными флюидопорами, несогласия подводно-оползневой природы при соответствующих условиях могут являться и, безусловно, являются крупными зонами нефтегазонакопления. Задача геологов — опознать и правильно диагностировать эти образования, что будет способствовать их успешному прогнозу и повышению эффективности поисково-разведочных работ.

Русловая группа транзитогенных образований (каньоны, желоба) возникает за счет эрозионной деятельности оползающих толщ и суспензионных потоков. Широкое развитие эрозионных форм такой природы установлено во всех современных морских и крупных озерных бассейнах. Протяженность каньонов составляет в среднем 30—300 км, в отдельных случаях достигает 1,5—2 тыс. км при ширине 1,5—2 км. Данные сейсмостратиграфии последних модификаций однозначно свидетельствуют о значительном проявлении их и в древних седиментационных бассейнах. Выполненные грубозернистым материалом желоба напоминают русловые отложения погребенных ископаемых рек, с которыми связываются известные ловушки рукавообразного (шнуркового) типа, широко распространенные во многих нефтегазоносных районах. Подобное сходство, видимо, явилось основной причиной того, что залежи углеводородов, приуроченные к отложениям погребенных каньонов, практически неизвестны, поскольку они относились к другой генетической группе ловушек. Анализ материалов по рукавообразным залежам в областях их классического развития (в палеогеновых отложениях Западного Предкавказья) подтверждает вышесказанное. Имеются основания выявленные здесь ловушки углеводородов рукавообразного типа

связывать не с русловыми отложениями палеорек, а с образованиями погребенных каньонов, обусловленных деятельностью подводных оползней и суспензионных потоков, на что впервые обратили внимание Н.Б.Вассоевич и С.Т.Коротков (1935 г.), а позже (1964 г.) это подтвердили В.П.Пекло и Б.С.Коротков. Подобные примеры имеются в нижнеюрских отложениях (тогурская пачка) Приуральской зоны (Красноленинский свод) Западно-Сибирской плиты.

В свете изложенного целесообразно пересмотреть природу рукавообразных залежей и в других нефтегазоносных районах. Конечно, это не означает, что в природе не существует ловушек аллювиальных типов. Безусловно, они имеются и в значительном количестве. Однако нужно иметь в виду, что имеются ловушки, по ряду морфологических признаков сходные с таковыми, связанными с погребенными руслами древних рек, но имеющими совсем другую природу, формирующиеся в иных палеогеографических и палеоструктурных условиях. Диагностические признаки и способы их прогноза существенно различны, на что и обращается внимание исследователей.

Сейсмогенные разрывы образуются в гипоцентрах землетрясений. В зависимости от механизмов в очаге и тектонофизических обстановок они могут быть типа сжатия или растяжения и соответственно могут играть роль тектонических экранов либо быть путями для миграции углеводородов. В отличие от обычных тектонических сейсмогенные разрывы формируются геологически мгновенно, резко затухают на стратиграфических уровнях сейсмопроявлений, как правило, перекрываются более молодыми отложениями. Если последние непроницаемы для углеводородов, то под флюидопором могут образовываться нефтегазовые скопления. Поскольку разрывы могут иметь протяженность от десятков до первых тысяч километров при общей ширине нарушенной зоны (оперяющие разрывы, трещиноватость) несколько километров, они могут являться потенциальными не только ловушками, но и зонами нефтегазонакопления.

Сейсмогенные пликативные дислокации возникают как следствие относительных перемещений смежных блоков, т.е. являясь вторичными по отношению к разрывам осложняющими их структурами. В парагенезе с сейсмогенными разрывами, они образуют особый тип ловушек. К такому типу, по нашему мнению, относится большинство из выявленных залежей нефти и газа в палеогеновых и меловых отложениях Предгорного Дагестана и Терско-Сунженской зоны. В соответствии с механизмами формирования стратифические интервалы проявления ловушек, обусловленных парагенезом сейсмогенных разрывов и связанных с ними деформациями, устанавливаются по уровням горизонтов со следами древних землетрясений, а их примерное пространственное положение — по площадному распространению сейсмогенных образований. На этом основании ловушки такой природы выявлены или прогнозируются в районах Восточного Предкавказья, Вилуйской синеклизы и Предверхоанского прогиба, Западно-Сибирской плиты, Енисей-Хатангского прогиба, Горного Таймыра. Несколько уровней погребенных разрывов и пликативных осложнений предполагаются в Патомском нагорье и на прилегающих участках Сибирской платформы (позднерифейский возраст), в Лено-Анабарском мегапрогибе (ранний кембрий,

ранние эпохи позднего палеозоя) и др. Судя по широкому и интенсивному проявлению следов древних землетрясений в палеоген-миоценовых отложениях ловушки рассматриваемых типов должны иметь место в пределах Западного (Кубанского), юго-западного (Азербайджанского) Предкавказья, в Закавказье, районах Предкарпатского краевого прогиба и в смежных районах Предальпийской зоны.

Кливажеподобная трещиноватость пород в платформенных условиях впервые была установлена нами в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты (1968 г.), а в дальнейшем выявлена в рифей-фанерозойских комплексах Сибирской платформы и в ее краевых депрессиях. Ее образование связано с сейсмическим воздействием на еще неуплотнившийся осадок, о чем свидетельствуют совместное нахождение со следами древних землетрясений, ее наличие в плейстоценовых областях современных землетрясений, проведенные нами экспериментальные данные. Эти породы характеризуются большим числом трещин: до сотен и тысяч в 1 м³ породы, что может обеспечить им достаточно высокие фильтрационные свойства и обуславливать дополнительно к гранулярной и трещинной пустотности до 5%. Трещины характеризуются стратифицированностью проявления в разрезах, образуя своеобразные пластовидные тела сильнотрещиноватых пород мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров. Площадь распространения трещиноватых зон этого типа бывает соизмеримой с поднятиями II и III порядков, а иногда и I порядка.

В качестве свидетельств возможной продуктивности трещин данной категории можно указать встречаемость их в продуктивных пластах многих месторождений Западно-Сибирской провинции (Салымская группа, Быстринское, Минчимкинское, Стрежеево, Вахское, Первомайское, Лугининское, Казанское и др.), Непско-Ботубинской (Среднеботубинское, Талаканское и др.), Вилуйской (Средневилуйское, Толонское, Неджелинское) нефтегазоносных областей, в ряде случаев визуально отмечаемая интенсивная нефтенасыщенность. Представляется, что именно с этой категорией трещин могут быть связаны промышленные залежи «салымского» типа в глинистой толще баженовской свиты Западно-Сибирской плиты. На это указывает то, что промышленные притоки нефти здесь получены из сква-

жин, расположенных в пределах зон, где мощность трещиноватых участков превышала 3 м [2]. Перспективными для прогноза ловушек этого типа могут быть недостаточно проницаемые толщи и в первую очередь существенно глинистые и карбонатные, богатые органическим веществом. Таковыми могут быть куонамская, сунтарская (Сибирская платформа), доманиковская (Русская платформа), баженовская, тогурская (Западно-Сибирская плита), верхнемайкопская, кумская, верхнеюрская (Предкавказский прогиб), менилитовая (Предкарпатский прогиб) свиты и толщи и многие другие. Возникает, таким образом, крупная в теоретическом и важная в практическом отношении проблема широкомасштабных поисков залежей нефти и газа нового типа в образованиях, рассматриваемых до сих пор в основном как флюидоупоры, а природа встречающейся в них продуктивности остается дискуссионной.

Таким образом, древние землетрясения формируют целый ряд образований, которые могут рассматриваться как потенциальные ловушки и зоны накопления углеводородов. Следует однако учитывать, что некоторые из них (турбидиты, эрозионные формы) могут иметь не только палеосейсмическую, но и иную природу. Диагностика таких образований требует детальных и квалифицированных исследований.

В заключение отметим, что результаты древних землетрясений еще не стали объектами изучения с позиции нефтегазонакопления, поэтому многие вопросы остаются неисследованными. Не изучены механизмы поступления, условия сохранения в них углеводородов и др. Однако уже на данном уровне знаний можно утверждать, что разработка этой новой проблемы, безусловно, будет способствовать решению ряда теоретических и практических задач нефтяной геологии, прогнозировать принципиально новые типы скопления углеводородов в нетрадиционных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. — М.: Наука, 1988.
2. Микуленко К.И. Палеосейсмичность и нефтегазонакопление // Нефтегазоносность и вопросы освоения месторождений нефти и газа Якутии. Якутск, 1990. С. 96—105.
3. Шепард Ф.П. Морская геология. — Л.: Недра, 1976.

К 80-летию К.Б.Мокшанцева

24 декабря 1999 г. исполнится 80 лет со дня рождения известного сибирского геолога-тектониста, доктора геолого-минералогических наук, профессора К.Б.Мокшанцева, который долгие годы возглавлял Институт геологических наук.

К.Б.Мокшанцев начал работать в Институте геологии Якутского филиала СО АН СССР с 1958 г. В 1959 г. его назначили заместителем директора, а в 1965 г. директором Института. Одновременно К.Б.Мокшанцев возглавлял лабораторию тектоники.

Работы К.Б.Мокшанцева, посвященные региональной тектонике Якутской АССР и сопредельных территорий, хорошо известны геологам Сибири и Дальнего Востока. В течение 20 лет он являлся научным руководителем и непосредственным участником тематических исследований, результаты которых воплощены в ряде монографий и карт: «Тектоническое строение Якутской АССР» (1964), «Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области» (1968), «Тектоника Якутии» (1975), «Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий м-ба 1:50 000» (1976). Эти фундаментальные обобщения, основанные на глубоком анализе геологических и геофизических данных, получили заслуженное признание. Они широко используются геологами разных специальностей и постоянно упоминаются в отечественной и зарубежной геологической литературе.

Занимаясь изучением тектоники Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области, К.Б.Мокшанцев возглавил ряд важных научных исследований, связанных с прогнозированием полезных ископаемых, нефтегазопроисловыми работами, вопросам сейсмологии Якутии, разработке перспектив алмазности Якутской АССР.

К.Б.Мокшанцев обладал незаурядными редакторскими и педагогическими способностями. Им отредактировано свыше 30 монографий и сборников, под его руководством успешно защищены кандидатские диссертации, он регулярно читал лекции в Якутском университете по основным проблемам геологической науки.

К.Б.Мокшанцев принадлежал к числу ученых-гео-



логов широкого профиля, что позволяло ему как проводить глубокие научные исследования в области тектоники, нефтяной геологии, сейсмологии, металлогении, так и успешно руководить Институтом геологии, который вырос в крупное научное учреждение геологического профиля.

Научная и производственная деятельность К.Б.Мокшанцева была высоко оценена правительством. Он был награжден орденом Ленина и двумя медалями, почетными грамотами Верховного Совета Якутской АССР.

Институт Геологических наук СО РАН проводит 16—18 ноября 1999 г. чтения к 80-летию со дня рождения К.Б.Мокшанцева: «Геология и тектоника платформенных и орогенных областей Северо-Востока Азии».

О чем писал наш журнал

15 лет назад 4—14 августа 1984 г. в Москве проходила XXVII сессия Международного геологического конгресса, в работе которой приняли участие около 6000 делегатов из 113 стран мира. XXVII сессия конгресса была третьей, проводимой на территории нашей страны (VII сессия проходила в 1897 г., XVII — в 1937 г.).

С.И.Романовский представил краткую историческую справку о работе VII (Петербургской) и XVII (Московской) сессий Международного геологического конгресса.

Петербургская сессия конгресса проходила в августе 1897 г. В ее работе приняли участие 704 делегата из 27 стран. Обсуждались следующие вопросы: стратиграфическая классификация; правила введения в стратиграфическую номенклатуру новых названий; петрографическая классификация и номенклатура.

Московская сессия конгресса (949 участников из 50 стран) состоялась в июле 1937 г. В программу ее работы были включены следующие наиболее актуальные для геологии того времени проблемы: проблемы нефти и подсчет ее мировых запасов; геология каменноугольных месторождений; докембрий и полезные ископаемые в местах его развития; пермская система и ее стратиграфическое положение; взаимная связь тектонических процессов, магматических образований и рудных месторождений; тектонические и геохимические проблемы Азии; месторождения редких элементов; геофизические методы в геологии; история геологических знаний; геология Арктики и Антарктики.

Со времени XVII сессии Международного геологического конгресса значительно повысилась геологическая изученность территории СССР, дальнейшее развитие получили геологические науки, многократно увеличены разведанные запасы минерального сырья, возросли темпы их освоения. В преддверии XXVII сессии Международного геологического конгресса Е.А.Козловский и А.Л.Янин рассмотрели достижения геологических наук в СССР и, в частности, отметили следующее.

Корреляция крупных стратиграфических подразделений в пределах геологических регионов, между регионами и для территории страны в целом легла в основу легенд государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 — 1:200 000 и обеспечила стратиграфическую базу крупномасштабной съемки.

Новые возможности в расшифровке физико-химических обстановок минералообразования получены на основе достижений физики твердого тела, физической химии и применения современных методов изучения вещества, что обеспечило развитие теории эндогенного, экзогенного и метаморфического минерало- и рудообразования.

Современное состояние петрологических исследований в стране оценивается как начало их перехода на уровень точных наук. Доказана ошибочность представлений о происхождении всех магматических пород из единой родоначальной магмы; установлены физико-химические пределы устойчивости отдельных минералов и минеральных ассоциаций, метаморфических фаций и субфаций и физико-химически обоснована метасоматическая зональность.

Важнейшими достижениями геофизики являются: создание современного аппаратно-методического комплекса сейсморазведки; разработки и внедрения аэрогаммаспектрометрических и ядерно-физических методов, а также комплекса методов скважинной геофизики.

Существенно усовершенствованы геохимические методы поисков, в т. ч. глубокозалегающего слепого оруденения. Интенсивно развивается новая ветвь геохимии — экологическая геохимия.

В области тектоники синтезирован огромный фактический материал, положенный в основу составленных тектонических карт страны, ее крупных регионов и Евразии в целом, проведено тектоническое и металлогеническое изучение фундамента древних платформ срединных массивов, зон тектоно-магматической активизации и вулканотектонических поясов.

Положено начало систематическому изучению глубинного строения территории страны, основанному на сети взаимосвязанных геофизических профилей, опирающихся на сверхглубокие и глубокие скважины. Первая из них, Кольская скважина достигла глубины более 12 км, Саатлинская в Азербайджане — 8,5 км.

Использование в металлогении формационного анализа обеспечило глубокое развитие учения о закономерностях образования и размещения полезных ископаемых и достижения качественно нового уровня в прогнозе и перспективной оценке крупных регионов и локальных площадей.

Были также рассмотрены достижения геологов страны в укреплении и развитии минерально-сырьевой базы СССР.

10 лет назад июньский номер журнала был посвящен обзору содержания докладов советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса, который проходил 9—19 июля 1989 г. в Вашингтоне (США).

Результаты комплексного изучения земной коры и верхней мантии для решения теоретических и прикладных задач в области геологии и геофизики отражены в сборнике «Глубинные исследования недр в СССР» — редколлегия: Е.А.Козловский (отв. ред.), В.В.Белюсов, В.Ю.Зайченко, В.И.Казанский, А.И.Кривцов. Главная отличительная особенность системы глубинного изучения территории СССР — проложение системы профилей глубинного сейсмического зондирования, опирающейся на серию глубоких и сверхглубоких скважин и геодинамические полигоны. Охарактеризована программа глубинного изучения недр Земли и сверхглубокого бурения в СССР; объемы, задачи, методы и методики проведения исследований; глубинные структуры литосферы основных регионов СССР и страны в целом, особенности глубинного строения ряда нефтегазоносных бассейнов, рудоносных провинций и районов; обсуждены новые модели строения литосферы и континентальной земной коры, а также рудообразующих систем, построенные и по результатам изучения сверхглубоких Кольской и Саатлинской скважин; приведена информация о тектонических и технологических средствах проходки сверхглубоких скважин, результатах комплексного анализа керна и околоскважинного пространства.

В сборнике «Космохимия и сравнительная планетология» — редколлегия В.Л.Барсуков (отв. ред.), В.Н.Жариков, В.А.Магницкий, М.С.Марков — охарактеризованы фундаментальные исследования советских ученых в области космохимии и сравнительной планетологии. Они охватывают широкий спектр проблем: геология и тектоника Венеры и Марса (по результатам космических исследований); геофизические модели недр Венеры; химия экзогенных процессов Марса и Венеры; химия атмосферы Венеры; математическое моделирование магматических процессов на планетарных телах; петрология лунных пород; экспериментальное исследование ударно-взрывных процессов; геология и петрология земных астроблем; минералогия метеоритов; теоретическое моделирование процессов в протопланетном облаке.

Физические модели различных оболочек земной коры и протекающих в них процессов представлены в сборнике «Физика и внутреннее строение Земли» — отв. ред. В.А.Магницкий. Моделируются процессы в литосфере, астеносфере, мантии и ядре Земли. Особый интерес исследователей привлекали границы раздела между основными оболочками Земли, реологические свойства горных пород, деформационные свойства литосферы, механизм выноса магмы из ее очагов на поверхность, конвекция и течение вещества в мантии, состав нижней мантии, интерпретация аномального гравитационного поля, механизм глубокофокусных землетрясений.

Результаты тектонических исследований в СССР рассмотрены в сборнике «Тектонические процессы» — редколлегия Ю.М.Пушаровский (отв. ред.), Е.Е.Милановский, Н.В.Межеловский, А.А.Моссаковский, В.Е.Хаин. Обсуж-

ден широкий круг вопросов по четырем главным тектоническим темам, включенным в программу конгресса: составные континенты и геодинамика; рифтогенез в истории Земли; хрупкие деформации; неотектоника.

Широкий диапазон петрологических исследований, проводимых советскими геологами, нашел отражение в сборнике «Кристаллическая кора в пространстве и времени (магматизм)» — редколлегия О.А.Богатилов (отв. ред.), В.И.Коваленко, В.А.Кононова, А.А.Маракушев, Н.П.Михайлов, А.С.Перфильев. Анализировались глобальные проблемы эволюции магматизма; рудоносности изверженных горных пород и флюидов; физико-химических условий проявления магматизма; глубинное строение Земли, петрология мантии и кристаллической земной коры в пространстве и времени, вертикальная и латеральная неоднородность мантии; построены количественные модели некоторых природных объектов (современных базальтов, мантийных ксенолитов, офиолитовых комплексов и др.) и установлена гетерогенность мантийного вещества. Петрологические исследования проводились на комплексной основе, включающей, как правило, геолого-петрографические, геохимические, физико-химические, экспериментальные и геофизические разработки.

Актуальные и дискуссионные проблемы стратиграфии и палеонтологии: вопросы временной корреляции по различным шкалам (био-, магнитостратиграфической и др.) и бассейновой стратиграфии; проблемы стратиграфических границ, роль организмов в седиментации и особенности формирования рифов и горных сланцев; корреляция континентальных отложений; методы таксономии организмов и проблема адаптивной радиации признаков, влияние окружающей среды на эволюцию биоса и значении глобальных биотических событий, тафономические проблемы рассмотрены в сборнике докладов «Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени (стратиграфия и палеонтология)» — редколлегия: Б.С.Соколов (отв. ред.), Ю.Б.Гладенков, А.И.Жамойда, Л.М.Мельников, В.В.Меннер, А.Ю.Розанов.

В сборнике докладов «Осадочные бассейны и нефтегазоносность» — редколлегия А.А.Трофимов (отв. ред.), Н.А.Еременко, И.Н.Нестеров, Ф.К.Салманов, В.В.Семенович, В.С.Сурков описаны особенности строения динамической эволюции и нефтегазоносности основных осадочных бассейнов СССР, а также некоторые проблемы поисков нефтяных резервуаров на больших глубинах. Показано, что осадочные бассейны, богатые залежами углеводородов, развиваются на деструктивных стадиях эволюции земной коры. К их числу принадлежит большинство мезозойско-кайнозойских бассейнов северного полушария. Количество и качество органического вещества в осадках, его эмиграция и концентрация углеводородов во многом определяются не возрастом бассейнов, а их генезисом. От генезиса бассейнов зависят также глубина и модели залегания нефти и газа.

Актуальные вопросы поисков нефти и газа разобраны в сборнике докладов «Поиски нефти и газа» — редколлегия Г.А.Габриэлянц (отв. ред.), В.И.Громеко, К.А.Клешев, Н.А.Крылов. Особое значение придается исследованию геологических аспектов поисков и разведки углеводородного сырья, определению границ и свойств геологических тел, вмещающих залежи углеводородов, анализу геодинамических условий аккумуляции нефти и газа, разработке критериев локального прогноза, выделению нетрадиционных ловушек нефти и газа. Значительная часть докладов посвящена анализу информативности дистанционных методов, включающих комбинации различных видов геофизических исследований. В теоретическом плане и прикладном аспекте рассмотрены проблемы создания и использования при поисках нефти и газа искусственных интеллектуальных систем.

В докладах советских геологов, представленных в сборнике «Рудообразующие процессы и системы» — редколлегия В.И.Смирнов (отв. ред.), А.И.Кривцов, Л.Н.Овчинников, А.Д.Щеглов — особое внимание уделено процессам рудообразования в связи с гранитоидами и щелочными формациями; экзогенным продуктам рудогенеза; влиянию геологической среды и ее динамического состояния на рудонакопление; транспортировке рудных элементов гид-

ротермальными растворами и моделям гидротермальных рудообразующих систем; сейсмогенным агентам рудообразования; влиянию на рудогенез реликтового пылевидного вещества тектоногенного, взрывного и метасоматического происхождения.

Теоретические и прикладные аспекты рудообразования, зависящие от условий эволюционного развития Земли, рассмотрены в сборнике «Эволюция рудообразования» — редколлегия Г.В.Ручкин (отв. ред.), Н.П.Лавров, Д.В.Рундквист, В.М.Терентьев. Выявлены главные тенденции периодичности рудообразования в геологической истории, в т. ч. зависящие от особенностей эволюции теплового режима в истории развития планеты, закономерности эволюции конкретных рудно-формационных типов месторождений железа, цветных и благородных металлов, а также закономерности направленного металлогенического развития региональных геоструктур различного типа: чехлов древних платформ, структур их ограничения, геосинклинально-складчатых систем и вулканоплутонических поясов.

В сборнике докладов «Рудоносность осадочных комплексов» — редколлегия Б.М.Михайлов (отв. ред.), В.А.Нарсеев, В.Н.Холодов — особое внимание уделено анализу взаимосвязи процессов эндогенного и экзогенного рудогенеза, а также теоретическим вопросам регионального экзогенного рудогенеза. Приведены данные по строению, составу, закономерностям размещения и условиям формирования экзогенных месторождений благородных, цветных и черных металлов, россыпных месторождений алмазов.

В сборнике «Ресурсы углей и торфа» — редколлегия В.С.Быкадоров (отв. ред.), М.В.Голицын, В.Я.Калинин, Ю.Р.Мазор, Б.В.Полянский — освещены основные результаты и направления научных исследований по геологии твердых горючих ископаемых, их формированию, преобразованию и размещению на территории СССР и сопредельных стран и континентов, угленосности, оценке качества и ресурсов угля, горючих сланцев и торфов отдельных бассейнов и месторождений.

Общие проблемы геологии и рудогенеза Мирового океана, а также результаты современных геологических и геолого-геофизических исследований геологических структур и металлогении отдельных океанических бассейнов отражены в сборнике «Геология морей и океанов» — редколлегия И.С.Грамберг (отв. ред.), Н.А.Богданов, А.П.Лисицын, И.М.Мирчинк. Особое внимание уделено природе физических полей Мирового океана, тектоно-стратиграфической эволюции осадочного покрова, металлогенической зональности и формированию газогидратных концентраций морского дна. Приведены результаты изучения геологии и минерации срединно-океанических хребтов, абиссальных бассейнов, краевых морей и шельфа.

Обобщению опыта геоэкологических исследований в СССР посвящен сборник докладов «Геоэкологические исследования в СССР» — редколлегия Е.А.Козловский (отв. ред.), Г.С.Вартанян, К.И.Сычев. Рассмотрены теоретические и научно-методические основы геоэкологии и оценки состояния и прогнозирования развития опасных гидрогеологических и геохимических процессов, описаны основные факторы антропогенного воздействия на окружающую среду. Большое внимание уделено литомониторингу и системам динамических моделей как основы принятия практических решений в области гидрогеологии и инженерной геологии.

Основные тенденции развития современной гидрогеологии, позволяющие решать важнейшие практические задачи поисков и оценки подземных вод всех типов (пресных, минерализованных, термальных, промышленных) в различных природно-техногенных обстановках, при осушении земель, определении гидрогеологических условий освоения месторождений и защиты окружающей среды, — проанализированы в сборнике докладов «Актуальные проблемы гидрогеологии» — редколлегия Г.С.Вартанян (отв. ред.), В.С.Ковалевский, В.М.Швец, А.А.Шпак.

Материал к публикации подготовил Г.В.Ручкин

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

<i>Shatalov V.I., Tarabukin V.P., Tomshin M.D.</i> Verification of the age of kimberlites from the Nakyn field.	3
<i>Bakharev A.G.</i> Magmatism of the Nezhdaninsky ore magmatic node	5
<i>Kondratieva L.A., Anisimova G.S., Serkebaeva E.S.</i> Structural control and zoning of gold mineralization in the central part of the Sette-Dabn horst-anticlinorium	9
<i>Yakovlev Ya.V., Soloviev L.I.</i> Silver-bearing potential of tin deposits in the Yana-Adychan region, East Yakutia.	11
<i>Davydov Yu.V.</i> Copper-bearing paleofacies systems in Yakutia	14
<i>Okrugin A.V.</i> Zonation of platinum-bearing placers within the Siberian Platform.	16
<i>Filippov V.E., Surnin A.A.</i> Prospects for identifying Paleozoic placers in the eastern portion of the Siberian Platform	20
<i>Blinov A.A.</i> Natural interpretation of a theoretical model of forming alluvial bar placers	21
<i>Nikiforova Z.S.</i> Regularities of aeolian gold distribution	24
<i>Gamyanin G.N., Zhdanov Yu.Ya.</i> Typomorphism of antimonite in ore formational analysis.	26

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

<i>Knyazev V.G., Prokopiev A.V.</i> Biogeographic zonation of the Toarian Boreal basins	29
<i>Ermakova S.P.</i> On the Triassic lower boundary.	33
<i>Grinenko O.V., Sergeenko A.I., Belolyubsky I.N.</i> Lower Paleocene of the Momo-Zyryan basin	35
<i>Prokopiev A.V., Oxman V.S., Tarabukin V.P., Karyakin Yu.V.</i> Late Paleozoic angular unconformity and extension structures within the Chersky ridge.	37
<i>Kutygin R.V.</i> On the Kungur Ammonoidea in the North-East Russia.	39

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

<i>Trunilina V.T.</i> Magmatism of the Late Proterozoic — Early Paleozoic development of the zone of jointing the Verkhoyan margin of the Siberian continent and the Kolyma-Omolon microcontinent.	41
<i>Roev S.P.</i> Magmatism of the Naltchan series	46
<i>Berezkin V.I.</i> Metamorphosed subalkaline dike complex in the Precambrian of the Central Aldan Schield	51
<i>Koroleva O.V., Oleinikov B.V., Rikhvanov L.P.</i> Radiogeochemical features of monzonitoids from the Siberian Platform	55
<i>Khabibulina T.S., Trunilina V.A., Roev S.P.</i> Accessory minerals in the Late Mesozoic anorogenic granitoids from the North-East Verkhoyan-Kolyma mesozoids	57
<i>Oleinikov B.V., Kopylova A.G., Dombrovskaya Z.G.</i> Germanium in the native iron of ground basic rocks	60
<i>Zaitsev A.I., Nenashev N.I.</i> Isotope composition of strontium in vein material from gold quartz occurrences within the Allah-YunT region	62
<i>Kashirtsev V.A., Zueva I.N., Suknev V.S., Mitronov D.V., Syundyukov Sh.A., Andreeva G.V., Kapyшева G.I., Livshits S.H., Popov V.I.</i> Paragenetic associations of rare earth elements in Mesozoic coals from the North Lena basin	65

GEODYNAMICS AND SEISMICITY

<i>Stogny G.A., Stogny V.V.</i> Tectonic evolution of the crystalline basement of the south-east of the Siberian continent.	68
<i>Samusikov V.P.</i> Peculiarities of the river system within the Chersky ridge and their relationship with the geodynamics of the region.	72
<i>Mikulenka K.I.</i> Paleoseismicity as a factor of development of unconventional petroleum traps and zones.	75
What our journal wrote about	79