

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2007

Учредители:

Министерство природных
ресурсов Российской Федерации
Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *P.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
B.А.Ерхов, *B.И.Казанский*, *A.А.Кременецкий*,
Г.А.Машковцев, *N.В.Милетенко* (зам. главного
редактора), *A.Ю.Розанов*, *Г.В.Ручкин* (зам.
главного редактора), *A.К.Соколовский*,
B.И.Старостин

Редсовет: *E.М.Аксенов*, *A.Н.Барышев*, *Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *B.С.Быкадоров*,
Г.С.Вартанян, *И.Ф.Глумов*, *В.И.Ваганов*,
А.И.Жамойда, *М.М.Константинов*, *Т.Н.Корень*,
Л.И.Красный, *В.С.Круподеров*, *Н.К.Курбанов*,
Н.В.Межеловский, *И.Ф.Мигачев*, *Е.И.Семенов*,
В.С.Сурков, *Е.Г.Фаррахов*

МОСКВА

Содержание

<i>Королева О.В.</i>	
Из истории Якутского института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН	
МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ	
<i>Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С.</i>	
Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне	
<i>Костин А.В., Денисов Г.В.</i>	
Крупные благороднометалльные рудно-магматические системы Западного Верхоянья	
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА	
<i>Прокопьев А.В., Торо Х., Смелов А.П., Миллер Э.Л., Буден Дж., Граханов С.А., Олейников О.Б.</i>	
Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные	
<i>Бахарев А.Г., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Буден Дж., Сурнин А.А</i>	
Увязкинская палеорифтовая зона (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные	
<i>Сюндюков Ш.А.</i>	
Некоторые особенности угленосной формации восточной окраины Тунгусского бассейна	
<i>Сергеенко А.И., Зигерт К., Белолюбский И.Н., Имаева Л.П., Андреев А.А., Ширмейстер Л.</i>	
Едомные отложения прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья	
<i>Князев В.Г., Девятов В.П., Мельник О.А.</i>	
Опорный разрез ааленского и нижней части байосского ярусов Восточной Сибири (бассейн р.Молодо).	
<i>Баранов В.В.</i>	
Рифовые системы в силуре и раннем девоне северо-востока Азии	
<i>Колосов П.Н.</i>	
Самая ранняя на Земле вспышка биоразнообразия: чем обусловлена и какова роль водорослей	
ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ	
<i>Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н.</i>	
Геология и геохимия докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов	
<i>Березкин В.И., Тимофеев В.Ф., Смелов А.П., Постников А.А., Тимошина И.Д., Зедгенизов А.Н., Попов Н.В.</i>	
3 Геология и петрология палеопротерозойской Нижнеханнинской грабен-синклинали (Алдано-Становой щит): к проблеме поисков следов древнейшей жизни на Земле	62
<i>Зайцев А.И.</i>	
11 Rb-Sr изотопные системы терригенных пород Чималгинского хребта (Верхояно-Колымская складчатая область) .	71
<i>Молотков А.Е.</i>	
17 Шум мерцания в ростовой зональности кристаллов природного алмаза	74
<i>Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Попов А.В.</i>	
26 Постгенетические минералы и микростекла кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомоха и их генезис	77
<i>Томшин М.Д., А.В.Округин, А.И.Зайцев, В.П.Серов</i>	
Погребенный Мунский массив докембрийских щелочных базитов (северо-восточная часть Сибирской платформы).	
<i>Шкодзинский В.С.</i>	
30 Эволюция карбонатитового и кимберлитового магматизма в истории Земли	91
<i>Роев С.П., Орлов Ю.С.</i>	
33 Петрография, петрохимия и металлогеническая специализация Някунинского и Тобычанского массивов Верхнеадычанского района	94
<i>Хабибуллина Т.С.</i>	
35 Типоморфизм цирконов пород Эликчанского магматического узла как отражение условий генерации и эволюции материнских расплавов	104
39	
ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
<i>Стогний Вас.В., Стогний Г.А.</i>	
43 Глубинное строение Попигайской кольцевой структуры по результатам анализа геофизических полей	111
<i>Имаева Л.П., Козыmin Б.М., Имаев В.С.</i>	
50 Сейсмотектоническая позиция западного фланга Олекмо-Становой зоны (Южная Якутия)	114
53	
70-летие Левона Вагановича Оганесяна	118
53 60-летие Валерия Дмитриевича Каминского	120

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

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 27.09.2007. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Из истории Якутского института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

О.В.КОРОЛЕВА

В 2007 г. Институту геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН) исполнилось 50 лет. Первое в Якутии геологическое научно-исследовательское подразделение (сектор геологии) было учреждено в 1947 г. в структуре Якутской научно-исследовательской базы АН СССР. Среди основных направлений ее деятельности значилось изучение общих и специальных вопросов геологической истории и геологического строения Якутской АССР. Предполагалось создание Института изучения природы и природных ресурсов или Геолого-географического института.

В 1949 г. база реорганизуется в Якутский филиал АН СССР, сектор геологии — в отдел геологии, заведующим которого назначают к-та геол.-минер. наук И.С.Рудника, специалиста по железорудным месторождениям. Отдел первоначально проводил исследования по металлогенезу железа Якутии, петрохимии магматических провинций, условиям эксплуатации подмерзлотных вод в г.Якутск. В последующие годы (1950—1956) в отделе геологии разрабатывались темы: Изучение геологии и металлогенеза в юго-восточной части Алданского района (Г.М.Федькин), Водные ресурсы Алданского и Тимптонского районов (В.В.Узембло), Палеонтология, фаинальный состав и стратификация верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья (А.С.Каширцев, А.В.Вихерт), Геология и угленосность верхнеюрских отложений Вилуйской впадины (Н.А.Игнатченко), Изучение промышленных месторождений полиметаллических руд и меди в Южной Якутии (Ю.П.Ивенсен, Е.М.Цыганов, П.А.Наточий, Е.Г.Прощенко). Подводя итог этим исследованиям, во втором специализированном сборнике Трудов Якутского филиала АН СССР (1955) публикуются первые статьи сотрудников геологического отдела, посвященные вопросам металлогенеза Южной Якутии и сопредельных территорий (Ю.П.Ивенсен, Е.М.Цыганов), а также стратиграфии и палеонтологии юго-западного Верхоянья (А.С.Каширцев). Отдел геологии в это время возглавляли Г.М.Федькин (1951—1953), Е.М.Цыганов (1953) и с 1953 г. Ю.П.Ивенсен.

В 1956 г. произошло резкое расширение тематических геологических исследований в Якутии. Штат отдела геологии пополнился высококвалифицированными специалистами и молодыми учеными (д-р геол.-минер. наук А.А.Меняйлов, к-т геол.-минер. наук Т.И.Анодин, к-т геол.-минер. наук И.Ю.Долгушин, к-т геол.-минер. наук Е.А.Кудинова, А.В.Александров, А.К.Бобров, М.Д.Булгакова, В.Ф.Возин, Г.В.Зольников, И.С.Ипатьева, В.В.Ковалевский, А.И.Косолапов, Б.Г.Лутиц, Н.И.Ненашев, Ш.А.Сюндюков, Г.С.Фрадкин, Е.В.Францессон).

По постановлению АН СССР (от 18 января 1957 г. № 57) приказом Президиума Якутского филиала АН СССР (№ 77 от 12 апреля) на базе отдела геологии, лаборатории химии и технологий угля, геохимической лаборатории и геологической группы Якутской комплексной экспедиции был создан Институт геологии Якутского филиала Академии наук СССР. В этом же году он вошел в состав образованного Сибирского отделения АН СССР. Директором-организатором института был назначен Ю.П.Ивенсен. В даль-

нейшем институт возглавляли член-корр. АН СССР И.С.Рожков (1957—1964), заслуженные деятели науки Якутии и Российской Федерации д-р геол.-минер. наук К.Б.Мокшанцев (1965—1987), член-корр. АН СССР В.В.Ковалевский (1978—1986), д-р геол.-минер. наук Б.В.Олейников (1987—2000), д-р геол.-минер. наук Л.М.Парфенов (2000—2002). В настоящее время директором Института является д-р геол.-минер. наук, профессор, заслуженный деятель науки Республики Саха (Якутия) А.П.Смелов.

Первоначальная структура института включала секторы стратиграфии, тектоники и литологии, рудных месторождений и металлогенеза, геологии алмазов, горючих ископаемых, нерудных ископаемых, кабинет определения абсолютного возраста, а также аналитическую лабораторию и шлифовальную мастерскую. Исполняющим обязанности директора был Ю.П.Ивенсен, ученым секретарем — В.В.Ковалевский. В ноябре 1957 г. директором института и одновременно председателем президиума Якутского филиала АН СССР становится один из крупнейших специалистов страны в области россыпных месторождений золота и платины д-р геол.-минер. наук И.С.Рожков, проработавший здесь до 1964 г. Исследования проводились по важнейшей народнохозяйственной проблеме — закономерности образования и размещения полезных ископаемых на территории Якутии. И.С.Рожков пригласил в Институт лучших специалистов из разных уголков страны: россыпника Ю.Н.Трушкова, возглавившего лабораторию генезиса россыпей; Б.С.Русанова, организовавшего исследования по четвертичной геологии и геоморфологии, а также мамонтовой фауне; оловянщика Б.Л.Флерова, руководившего Комплексной Северо-Восточной экспедицией ЯФ СО АН СССР; К.Б.Мокшанцева, развернувшего региональные тектонические и нефтепоисковые исследования и др. Большая группа лучших выпускников московских, ленинградских, воронежских, саратовских, томских вузов составила молодой костяк института. Под руководством Ивана Сергеевича Рожкова были развернуты исследования по золотоносности Индигирского региона (Ю.Н.Трушков), началось изучение алмазоносности Якутии (Л.Н.Леонтьев, В.В.Ковалевский), платиноносности Алданского щита (В.И.Кицул, Л.В.Разин). Уже через два года была проведена первая реорганизация института: вместо 6 секторов были созданы 13 лабораторий и геологический музей на правах лаборатории. Через 5 лет число сотрудников увеличилось почти в 3 раза, к концу 1962 г. их было уже 195 человек, в т.ч. 2 доктора и 13 кандидатов наук. Были образованы лаборатории тектоники (К.Б.Мокшанцев), стратиграфии и палеонтологии (А.С.Каширцев), осадочных формаций (И.И.Тучков), четвертичной геологии и геоморфологии (Б.С.Русанов), геологии (генезиса) россыпей (Ю.Н.Трушков), геологии рудных месторождений (Б.Л.Флеров), кристаллографии алмаза (К.К.Абрашев), геологии докембрия (В.И.Кицул), геохимии нефти и газа (А.И.Косолапов), магматических формаций (Г.А.Гринберг), геохимии рудных месторождений (И.Я.Некрасов), определения абсолютного возраста геоло-

гических формаций (Н.И.Ненашев), была организована сейсмостанция (В.М.Кочетков). Заместителями директора по науке в этот период были д-р геол.-минер. наук А.А.Менялов и к-т геол.-минер. наук К.Б.Мокшанцев, а учеными секретарями — В.В.Ковальский и Г.С.Фрадкин. Расширилась и тематика исследований, проводившихся теперь уже по двум научным направлениям: 1) развитие земной коры и закономерности формирования и размещения полезных ископаемых; 2) глубинные оболочки земной коры, их состав, строение и связанные с ними геологические процессы. Объектом исследований явились уникальные геологические структуры Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области, вмещающие разнообразный комплекс месторождений полезных ископаемых, и в первую очередь алмазов, золота, олова и углеводородного сырья. В ряде работ (нередко совместных с сотрудниками Якутского геологического управления) А.К.Бобров, Г.С.Фрадкин, Н.А.Игнатченко, Б.Г.Лутц, К.Б.Мокшанцев и другие охарактеризовали строение Ангаро-Ленского и Приверхоянского прогибов, Вилуйской и Тунгусской синеклизы, южной и западной частей Ленского бассейна и некоторых других регионов. К числу наиболее крупных следует отнести работы по восточной части Тунгусской синеклизы (А.В.Александров), западной части Вилуйской синеклизы (Г.С.Фрадкин и Н.А.Игнатченко), юго-восточной части Ленского угленосного бассейна (Н.А.Игнатченко), геологии и нефтеносности Якутии (коллектив авторов ЯФ СО АН СССР и ЯГУ под редакцией академика А.А.Трофимука). Изучена петрология позднедокембрийских интрузий ультраосновного состава и связанного с ними платинового оруденения на Алданском щите и выделен новый алданский тип платиноносных россыпей (И.С.Рожков, В.И.Кицул, Л.В.Разин и др.).

При И.С.Рожкове прошли первые геологические конференции. Так, в 1961 г. по инициативе института совместно с научным советом АН СССР по рудообразованию проведено в г.Якутск I Всесоюзное совещание по геологии алмазных месторождений. Опубликованы монографии В.Г.Васильева, В.В.Ковальского, Н.В.Черского «Проблема происхождения алмазов»; И.Я.Некрасова «Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области». В 1961 г. выходит сборник статей коллектива авторов (А.В.Вихерт, В.Ф.Возин, Ю.П.Ивенсен, А.С.Каширцев, Е.Г.Прощенко), всесторонне характеризующих геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. Для расшифровки региональной геологии и тектоники и тектонического районирования Яно-Индигирского региона и Колымского массива большое значение имели работы И.С.Рожкова, И.Я.Некрасова, К.К.Шапошникова и др. Особенno большие успехи в это время были достигнуты в изучении стратиграфии кембрийской системы (А.К.Бобров), составлены дробные стратиграфические схемы каменноугольной и пермской систем с установлением широкого развития в Верхоянье и бассейне р.Колыма верхнепермских отложений (В.Н.Андианов, А.С.Каширцев). Триасовые отложения стало возможным расчленять не только на ярусы, но и на зоны (И.И.Тучков, В.Ф.Возин). На Якутском межведомственном стратиграфическом совещании в октябре 1961 г. впервые для огромной территории Восточной Сибири были утверждены унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы для кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской, каменноугольной, пермской, три-

совой, юрской и меловой систем, значительный вклад в составление которых внесли сотрудники Института геологии.

Биостратиграфические исследования начались еще в отделе геологии (А.С.Каширцев) и продолжаются до сих пор. Лаборатория стратиграфии и палеонтологии как самостоятельное научное подразделение была создана в 1962 г. В разные годы ее возглавляли А.С.Каширцев (1962—1964), В.А.Сысоев (1964—1968), В.Ф.Возин (1968—1975), П.Н.Колосов (1976—2007) и в настоящее время Р.В.Кутыгин. В результате было проведено целенаправленное изучение строматолитов (С.В.Нужнов, И.Г.Шаповалова), позднедокембрийских микроорганизмов (П.Н.Колосов), фауны кембрия (А.К.Бобров, А.К.Вальков, В.И.Коршунов, А.Р.Лабуркина (Бокова), В.А.Сысоев), ордовика, силура и девона (Б.С.Абрамов, Т.С.Альховик, В.В.Баранов, В.П.Тарабукин, К.Б.Хайнзикова), флоры и фауны верхнего палеозоя (Б.С.Абрамов, В.Н.Андианов, А.С.Каширцев, А.Н.Толстых), палеонтологических остатков мезозоя (В.Ф.Возин, С.П.Ермакова, В.Г.Князев, Р.В.Кутыгин, И.И.Тучков). Рассматривались проблемы мамонтовой фауны и стратиграфии кайнозоя (И.Н.Белолюбский, О.В.Гриненко, К.С.Ефремов, П.А.Лазарев, А.И.Томская, Б.С.Русанов). Успешно работали палинологи во главе с А.И.Томской. В результате установлено и описано большое число новых подвидов, видов, родов и отрядов ископаемой фауны, внесен весомый вклад в познание закономерностей эволюции органического мира Земли на протяжении практически 1,5 млрд. лет. Благодаря палеонтологическим исследованиям на территории Якутии выявлены уникальные геологические объекты, не имеющие аналогов в мире. Это прежде всего отложения позднего докембра и нижнего кембра Сибирской платформы, позднего палеозоя и раннего мезозоя Верхоянья, кайнозойские отложения Центральной Якутии, которые затем стали объектами многократных международных экспедиций и специализированных исследований коллективами ученых различных стран и институтов. Весомым вкладом в науку явились новая датировка нижней границы кембра (544 млн. лет) и начала томмотского века, когда на Земле произошла первая крупная вспышка биоразнообразия, установленная П.Н.Колосовым совместно с американскими коллегами. Составлены и приняты региональные унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы силура и девона северо-востока России, карбона и перми Верхояно-Охотского региона; палеогеновых и неогеновых отложений востока Сибирской платформы.

Для изучения и оценки перспектив нефтегазовых и угольных месторождений на территории Якутии в институте в 1957 г. из сектора горючих ископаемых были организованы лаборатории геологии угля (А.В.Александров), а также в 1959 г. геологии и геохимии нефти и газа (А.К.Бобров). В 1960 г. была создана самостоятельная лаборатория геохимии нефти и газа (А.И.Косолапов). Долгие годы отделом нефтяной геологии и проводимыми им исследованиями руководил академик Н.В.Черский. В 1960-е годы сделаны первые обобщения фактических материалов по нефтяной (А.К.Бобров, К.Б.Мокшанцев, Н.В.Черский и др.) и угольной (А.В.Александров, Н.А.Игнатченко, Ш.А.Сюндюков, В.И.Фролов) геологии в монографиях «Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности Якутии» и «Геология угольных месторождений СССР». Составлена карта угленосности Якут-

ской АССР. Исследования по геологии угольных месторождений, петрографического состава, метаморфизма углей и литофацальных условий формирования угленосных толщ проводили А.В.Александров, В.М.Желинский, Н.А.Игнатченко, В.Н.Коробицына (Корнет), Д.В.Митров, Ш.А.Сюндюков, В.И.Фролов.

Большой вклад в выявление основных закономерностей размещения месторождений нефти и газа на востоке Сибирской платформы внесли в разные годы Н.В.Черский, А.К.Бобров, Д.К.Горнштейн, А.А.Гудков, К.Б.Мокшанцев, Г.С.Гусев, Г.С.Фрадкин, А.Ф.Сафонов, М.Д.Булгакова, Г.В.Ивенсен, К.И.Микуленко, А.И.Косолапов, Е.И.Бодунов, А.Н.Изосимова, В.А.Каширцев, И.Е.Москвитин, А.А.Граусман, В.В.Гайдук, О.Н.Чалая, И.Н.Зуева, К.Е.Колодезников, В.В.Граусман и др. Первая параметрическая скважина — первооткрывательница промышленной нефтегазоносности Якутской части Непско-Ботубинской провинции — была пробурена по рекомендации А.К.Боброва, подготовленной им совместно с геофизиком А.А.Гудковым. Постановка глубокого бурения по рекомендациям сотрудников института привела к открытию месторождений не только в пределах Непско-Ботубинской антеклизы, но и к обнаружению газовых месторождений в Виллюйской синеклизе и Березовской впадине. В результате А.К.Бобров, Е.И.Бодунов, А.Ф.Сафонов, Ю.Л.Сластенов официально признаны первооткрывателями Среднеботубинского и Среднетунгского месторождений углеводородного сырья и награждены знаком первооткрывателя месторождения Министерства геологии СССР, а А.К.Боброву и Д.К.Горнштейну присвоено почетное звание «Заслуженный геолог Якутской АССР».

В 1968 г. заведующим лабораторией геохимии нефти и газа был приглашен Е.И.Бодунов-Скворцов, поставивший широкомасштабные геохимические работы по исследованию качества и особенностей нефти Якутии (А.Н.Изосимова, В.А.Каширцев, О.Н.Чалая, И.Н.Зуева, Н.А.Уткина, Г.С.Трушелева, А.Б.Бочковская, И.Н.Андреев и др.).

Рудное направление зародилось еще в отделе геологии. С момента основания института существовал сектор рудных месторождений и металлогении под руководством Ю.П.Ивансена. Подобными исследованиями занималась также Северо-Восточная комплексная экспедиция под руководством Б.Л.Флерова. В 1962 г. вместо рудного сектора была организована лаборатория магматических формаций (Г.А.Гринберг), в которой существовала группа по изучению золоторудных месторождений. Исследованиями олововорудных месторождений занимались в комплексной экспедиции и лаборатории физико-химических методов, преобразованной в 1962 г. в лабораторию геохимии рудных месторождений (И.Я.Некрасов), где проводилось также экспериментальное изучение боратов (А.П.Григорьев, А.А.Бровкин, Е.Н.Диман, В.С.Сукнев, П.Г.Новгородов, Т.А.Григорьева, Л.В.Никишова). В 1962 г. на базе Комплексной северо-восточной экспедиции была организована лаборатория геологии рудных месторождений (Б.Л.Флеров). Проводились исследования месторождений олово-вольфрамовых (Б.Л.Флеров, Я.В.Яковлев, А.И.Холмогоров, Б.Я.Бичус), серебросвинцовых (Л.Н.Индолов, Г.Г.Невойса), золотосурьмянных (Л.Н.Индолов, Ю.Я.Жданов, В.М.Суплецов), оловоносных боратов (В.Б.Белинский), в более поздние годы — стратиформных месторождений свинца, цинка и меди (Ю.В.Давыдов, А.Л.Галямов, А.В.Костин, А.Г.Чиряев). Изучение рудных место-

рождений всегда сопровождалось региональными и локальными исследованиями магматизма различных регионов Якутии: хребтов Погоусного, Улахан-Сис и Селенянского кряжа, Дербеке-Нельгесинской рудоносной зоны, Верхнеиндигирского района, Южного Верхоянья и юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (А.Г.Бахарев, Г.А.Гринберг, Л.Н.Индолов, Г.Г.Кутинский, Ю.Д.Недосекин, С.П.Роев, В.А.Трунилина, Б.Л.Флеров, А.И.Холмогоров, В.С.Шкодзинский и др.), что в дальнейшем трансформировалось в направление по изучению рудно-магматических систем. Проблемы магматизма решались сотрудниками лабораторий магматических формаций, геохимии рудных месторождений, геологии рудных месторождений, определения абсолютного возраста, трапповой формации.

С 1957 г. в Якутии начались работы в области абсолютной геохронологии под руководством Н.И.Ненашева, возглавлявшего лабораторию определения абсолютного возраста геологических формаций в течение 30 лет и передавшего ее в 1987 г. А.И.Зайцеву. Лаборатория сразу же заняла одно из ведущих мест в СССР в определении возраста пород радиологическими методами, сначала К-Аг, затем и Rb-Sr.

В 1961 г. завершился первый этап изучения закономерностей распространения редких и рассеянных элементов на территории Якутии. В работах Б.Л.Флерова, Е.Г.Прощенко и Л.Н.Индолова выделяются наиболее важные типы месторождений редких и рассеянных элементов и основные закономерности их распространения. Составлена схема металлогенического районирования Якутии по редким элементам. В сводной работе по минеральным ресурсам северо-востока СССР (Б.Л.Флеров и др.) доказано крупное экономическое значение месторождений олова, принадлежащих к касситерит-силикатно-сульфидной формации. Результаты исследований по региональной металлогении Якутии изложены в опубликованных работах И.С.Рожкова, Г.А.Гринберга, К.Б.Мокшанцева, И.Я.Некрасова и в коллективной работе сотрудников института и Якутского геологического управления под редакцией И.С.Рожкова «Принципы составления минерагенических карт территории Якутской АССР».

Коллективом, возглавляемым Ю.Н.Трушковым с 1960 по 1976 гг. (Э.Д.Избеков, В.И.Тимофеев, Ф.И.Цхурбаев, В.П.Самусиков, А.И.Сергеенко, А.И.Скрябин, В.А.Михайлов), а затем и продолжившими исследования россыпей В.Е.Филипповым, Р.Н.Копыловым, А.Г.Никифоровым, З.С.Никифоровой, А.А.Блиновым, Б.Б.Герасимовым и другими, выявлены основные закономерности формирования и эволюции золотоносных россыпей и критерии связи их с коренными источниками. Составлена карта россыпей Якутии на специализированной геоморфологической основе, наиболее полно отражающей основные этапы в развитии рельефа Якутии (И.С.Рожков, Б.С.Русанов, Ю.Н.Трушков). Разработана математическая модель процесса формирования аллювиальной пластовой россыпи. В дальнейшем было проведено экспериментальное изучение влияния ветровых процессов на морфологию россыпного золота и выделен новый генетический тип россыпного золота — золовый (В.Е.Филиппов, З.С.Никифорова).

Под руководством И.С.Рожкова в 1960-е годы изучены условия формирования и генетические типы алмазоносных россыпей (Н.Д.Аржаков, Г.П.Михалев, Э.А.Шамшина и др.).

В 1959 г. И.Я.Некрасовым была организована лаборатория физико-химических методов исследования в составе кабинетов спектрального, рентгеноспектрального, рентгеноструктурного, электронной микроскопии, термического анализа. Сотрудники лаборатории были не просто аналитиками, а геохимиками, минералогами, кристаллографами, экспериментаторами. Традиции лаборатории сохранились на протяжении всей истории института. И всегда «аналитики» были полноправными участниками научных исследований. В 1966 г. аналитическую часть лаборатории возглавил А.А.Бровкин, а группу геохимии рудных месторождений и металлогенеза — Ю.П.Ивенсен.

В 1956—1958 гг. большую работу по изучению развития производительных сил Западной Якутии в связи с созданием алмазодобывающей промышленности провела Комплексная экспедиция ЯФ АН СССР (Л.Н.Леонтьев). С 1957 г. научные исследования по коренным месторождениям алмазов осуществляют лаборатория геологии алмазов — с 1961 г. геологии кимберлитов (О.С.Егоров, Г.В.Зольников, В.В.Ковалевский, А.А.Лебедев, Б.Г.Лутц, А.А.Меняйлов, К.Н.Никитин, В.К.Маршинцев, Е.В.Францессон). Основным направлением работ лаборатории в 1957—1961 гг. являлось изучение вещественного состава разнообразных кимберлитовых тел и выявление закономерностей их формирования и пространственного размещения. Результаты исследований изложены в сводном научном отчете и двух монографиях. В этих работах освещены вопросы механизма образования кимберлитовых трубок; среди кимберлитовых пород Якутии выделены интрузивные кимберлиты и эксплозивные брекчии, являющиеся преимущественно алмазоносными. Авторами доказано, что изменения вмещающих пород в зоне контакта связаны в основном с метаморфизующим влиянием интрузивных кимберлитовых тел (контактовый термальный метаморфизм), и обоснована органическая гипотеза образования алмазов.

Исследования в области физических свойств алмаза начались в конце 1959 г. сначала в лаборатории обогащения алмазосодержащих руд и песков (Ю.Г.Мелик-Степанов, Ю.М.Сохин, Г.Г.Данилова, М.В.Заскевич и др.), затем физических свойств алмаза и минералогии и кристаллографии алмаза (К.К.Абрашев) и были направлены на выявление связи окраски алмазов с их морфологией, крупностью, дефектностью, а также на изучение явления регенерации, оптической анизотропии кристаллов алмаза (К.К.Абрашев, А.В.Варшавский, А.Ф.Константинова, Л.Н.Тульгук, Е.И. и В.И.Шеманины, Б.А.Торицын).

В этот период под руководством Т.И.Анодина проводятся исследования по разнообразным минеральным строительным материалам на Алдане, северо-востоке республики, в бассейне р.Лена и, особенно, в алмазоносных районах и окрестностях г.Якутск.

В 1962 г. была создана лаборатория докембрия под руководством В.И.Кицула, сотрудники которой на Алданском щите и Анабарском массиве изучили химический состав породообразующих минералов и минеральные парагенезисы различных по составу и P - T -условиям образования метаморфических пород (В.И.Кицул, Б.Г.Лутц, В.С.Шкодзинский, В.И.Березкин, А.Н.Зедгенизов), гранитов (К.А.Лазебник, В.С.Шкодзинский, Г.Д.Дамаскина) и флогопитовых месторождений и метасоматитов (С.П.Мурзаев, П.А.Копылов). В результате разработаны новые модели высокотемпературного метаморфизма, скарно- и гранитообразования в глубинных зонах земной

коры, выявлены этапы и циклы деформаций в земной коре Алданского щита и создана первая для докембрия Якутии схема корреляции тектонических, магматических и метаморфических процессов, характеризующих геодинамику земной коры в раннем докембре (В.И.Кицул, В.И.Березкин, А.Н.Зедгенизов, Л.М.Богомолова, Л.М.Реутов, А.П.Смелов и др.).

В 1964 г. И.С.Рожков становится директором ЦНИГРИ, а институт в течение 13 лет возглавляет К.Б.Мокшанцев, специалист в области тектоники и региональной геологии. Его заместителями по научной работе были В.В.Ковалевский, Ю.П.Ивенсен, Б.В.Олейников, В.Ф.Возин, Ш.А.Сюндюков, Г.Б.Жилинский; учеными секретарями — Г.С.Фрадкин и В.Ф.Возин. В 1970 г. эту должность на 25 лет занимает Г.П.Михалев. К.Б.Мокшанцев с 1960 г. возглавлял лабораторию тектоники и был научным руководителем и непосредственным участником региональных структурно-тектонических и нефтегеологических исследований, результаты которых отражены в монографиях «Тектоническое строение Якутской АССР», 1964; «Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской складчатой области», 1968; «Тектоника Якутии», 1975; «Тектоническая карта Якутской АССР масштаба 1:1 500 000», 1976, и др. (Д.К.Горнштейн, Г.С.Гусев, Э.В.Деньгин, А.Ф.Петров, Г.И.Штех, А.А.Гудков, А.К.Бобров, Г.А.Гринберг, Г.Д.Бабаян, Б.М.Козьмин, Б.Г.Лутц, Ю.Л.Сластенов и др.). Основываясь на закономерностях и особенностях тектонического строения территории Якутии, К.Б.Мокшанцевым совместно с геологами и геофизиками института проведено тектоническое районирование, разработаны основные закономерности размещения и определены перспективы алмазоносных и нефтегазоносных территорий Якутии.

Расширение региональных работ привело к открытию в 1964 г. лаборатории геофизики, организатором которой стал А.А.Гудков, а через два года он передал ее Г.Д.Бабаяну. На основании комплексной интерпретации геолого-геофизических данных и значительного объема маршрутных точечных сейсмических зондирований Г.Д.Бабаян, Г.И.Штех и другие построили сейсмическую и гравитационную модели земной коры и верхней мантии Якутии. Стало возможным изучение тонкой структуры нижних горизонтов земной коры Западной Якутии методами глубинного сейсмического зондирования (Г.Д.Бабаян, В.Ф.Уаров). По комплексной интерпретации гравимагнитных данных на новой теоретической основе начато изучение рельефа кристаллического фундамента, перекрытого осадочным чехлом мощностью до 20 км (Д.В.Аброскин, Ю.Х.Протопопов).

Сотрудники лабораторий тектоники, геофизики и земной коры Д.В.Аброскин, Г.Д.Бабаян, Д.К.Горнштейн, Г.С.Гусев, Э.В.Деньгин, Б.М.Козьмин, К.Б.Мокшанцев, А.Ф.Петров, Г.И.Штех, Е.П.Харин, Ю.Х.Протопопов и другие провели широкий комплекс фундаментальных исследований по тектонике, глубинному строению и сейсмичности Сибирской платформы, Верхояно-Чукотской области и прилегающих территорий.

Детальные исследования сейсмичности территории Якутской АССР проводятся с 1957 г. В 1964 г. создана лаборатория сейсмологии (В.М.Кочетков, затем с 1968 г. Б.М.Козьмин) с сетью пунктов регистрации, которые позднее (1979) были включены в состав самостоятельной

Якутской опытно-методической сейсмологической экспедиции (А.Г.Ларионов). По результатам этих исследований с учетом комплексных геолого-геофизических материалов проведено сейсмическое районирование и составлена карта масштаба 1:2 500 000 (К.Б.Мокшанцев, Б.М.Козьмин, Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, З.Ф.Бороденкова, О.В.Гриненко, Г.И.Штех), вошедшая как составная часть в «Карту сейсмического районирования СССР масштаба 1:2 500 000», которая является официальным документом для определения исходного балла при проектировании строительства объектов народного хозяйства. Многолетние наблюдения позволили создать новейшие карты сейсмического районирования территории Республики Саха (Якутия) и эпицентров землетрясений (В.М.Кочетков, Б.М.Козьмин); выделить два сейсмических пояса: Черского на северо-востоке и Олёнко-Становой на юге, в пределах которых уточнены районы (домены) катастрофических землетрясений (Б.М.Козьмин, В.С.Имаев, Л.П.Имаева). Работы по сейсмичности территории Якутии отмечены присуждением Б.М.Козьмину — руководителю этих работ — почетного звания «Заслуженный деятель народного хозяйства Якутской АССР» и премии Совета Министров СССР (1988).

В дальнейшем тектонические исследования были продолжены учениками К.Б.Мокшанцева и наиболее полно отражены в «Атласе тектонических карт разновозрастных структурно-формационных комплексов» и монографии «Структура и эволюция земной коры Якутии», 1985 (Г.С.Гусев, Г.С.Фрадкин, А.Ф.Петров, М.Д.Булгакова, Б.Р.Шпунт, Ф.Ф.Третьяков, В.В.Гайдук, В.Ф.Уаров, И.Е.Москвитин, В.А.Каширцев, Ю.Д.Недосекин и др.).

В 1973 г. была образована лаборатория золоторудных месторождений, заведовал которой до 1976 г. Н.В.Нестеров, а затем Г.Н.Гамянин. В 1985 г. лаборатория разделилась на две: минералогии и геохимии золота (Г.Н.Гамянин) и геологии коренных и россыпных месторождений (В.А.Амузинский). Проводились исследования золотоносности Южной Якутии (Н.В.Нестеров, А.Я.Кочетков, В.И.Левин, Н.С.Игумнова, А.А.Ким, Е.Н.Диман, А.Н.Соломин, В.Г.Ветлужских и др.). Установлен новый тип золоторудных месторождений в Якутии — золотопорфировый (месторождение Рябиновое), открыто месторождение Новое. Планомерные исследования проводились в Аллах-Юньском (В.П.Самусиков, Г.Н.Гамянин, Н.А.Горячев, В.В.Алпатов), Верхнеиндигирском (В.А.Амузинский, Г.Н.Гамянин, В.М.Суплецов, Ю.Я.Жданов, Г.С.Анисимова, В.В.Алпатов), Куларском районах (В.А.Амузинский, С.Г.Москвитин, Р.Н.Копылов, А.И.Сергеенко), на Сибирской платформе (Э.Д.Избеков, В.А.Михайлов, В.Е.Филиппов, З.С.Никфорова и др.). Детальное изучение вещества различных рудных месторождений неоднократно завершалось обнаружением новых минералов (Ю.Я.Жданов, Л.Н.Индолов, А.А.Ким, В.А.Амузинский, Г.Н.Гамянин). Соавторами этих открытий являются физики и химики, принявшие участие в изучении химического состава новых фаз и их структуры: К.И.Каширцева, В.С.Сукнев, Н.В.Лескова, В.Ф.Махотко, Н.В.Заякина и В.В.Гамянина.

В 1972 г. образована лаборатория геологии и геохимии неметаллических полезных ископаемых (металлогенез докембрия), которую возглавил Ф.Л.Смирнов, а затем в 1982 г. — А.Р.Энтин. Основной объект исследований — геология и генезис месторождений апатита (Ф.Л.Смирнов, А.Р.Энтин, П.А.Копылов, О.А.Тян, В.Н.Гулий и др.). Изу-

чение пород и руд Селигдарского проявления апатитовых руд (Алданский щит) позволило перевести его в ранг месторождения, а Ф.Л.Смирнов получил звание «Первооткрыватель месторождения».

Изучение литологии среднепалеозойских отложений юго-западной Якутии с целью оценки перспектив нахождения в них месторождений нефти и газа привело к выявлению Кемпендейской цеолитоносной провинции и открытию в 1978 г. месторождения Хонгуруу. Первооткрывателями этого месторождения официально признаны К.Е.Колодезников и Г.В.Ивенсен с вручением им соответствующего знака, а также присуждением К.Е.Колодезникову премии Совета Министров СССР и присвоением почетного звания «Заслуженный геолог Республики Саха (Якутия)».

К 1978 г. численность института возросла до 387 человек, из которых было 140 научных сотрудников, в т.ч. 4 доктора и 67 кандидатов наук. В 1979 г. институт возглавил В.В.Ковальский — один из крупнейших специалистов страны в области алмазной геологии.

Изучение геологии месторождений алмазов — традиционно одно из главных научных направлений деятельности института. В.В.Ковальский создал якутскую научную школу, воспитавшую плеяду выдающихся исследователей алмазной геологии. Для их работ характерен комплексный подход к решению поставленной проблемы. Геология и тектоника алмазоносных провинций и месторождений алмазов (Ф.Ф.Брахфогель); петрология, минералогия, геохимия и геохронология кимберлитов и пород верхней мантии (З.А.Алтухова, С.А.Бабушкина, А.И.Зайцев, Г.В.Зольников, В.П.Корнилова, В.К.Маршинцев, К.Н.Никишов, О.Б.Олейников, А.Ф.Сафонов, Н.Д.Филиппов, Э.А.Шамшина); кристаллография и минералогия алмаза (Ю.П.Барашков, В.В.Бескрованов, Г.П.Буланова, А.В.Варшавский, Г.Б.Смелова, В.А.Меловене, С.Б.Тальникова, В.И.Трубин, Б.А.Усольцев и др.); экспериментальные исследования по росту и облагораживанию алмазов (А.П.Григорьев и др.) и другие позволили разработать методики прогнозирования, поиска и изучения алмаза. Были получены научные результаты, которые и в настоящее время остаются основополагающей базой исследований геологов России и мира.

В процессе геохронолого-изотопных исследований (Ф.Ф.Брахфогель, А.И.Зайцев, А.Ф.Сафонов) кимберлитов и сопутствующих им мантийных ксенолитов установлены эпохи кимберлитового магматизма Сибирской платформы и впервые определены Rb-Sr изотопные параметры мантии под кимберлитовыми полями. В результате выявлены основные этапы дифференциации мантийного вещества, обусловившие гетерогенность мантии по вертикали и латерали, построена геохронолого-изотопная модель эволюции мантийного вещества, приводящей к формированию кимберлитов Якутии. Выделены основные эпохи активизации литосферной мантии и кимберлитообразования. Доказана полихронность большинства кимберлитовых полей, что существенно расширяет перспективы обнаружения алмазоносных тел в их пределах. Впервые на основе моделирования изотопно-геохимических систем (Sm-Nd, Rb-Sr) получена оценка возраста протолитов кимберлитов Якутской алмазоносной провинции, формировавшихся в две эпохи: 540—700 и 830—1100 млн. лет назад, синхронно с широким проявлением рифейского платформенного базитового магматизма и началом перестройки структурного плана Сибирской платформы в венде.

В 1980 г. В.В.Ковальский приглашает в г.Якутск В.Д.Суворова, и основной объем геофизических работ сосредотачивается в пределах Якутской кимберлитовой провинции, где проводилось глубинное сейсмическое зондирование с целью изучения строения земной коры и верхней мантии под кимберлитовыми полями. Исследования по данной проблеме фундаментальные и имеют принципиальное значение для выявления участков нахождения погребенных кимберлитовых полей. Анализ соотношения структур земной коры и осадочного чехла показывает, что они вызваны сжимающими субширотными напряжениями, синхронными кимберлитовому магматизму. Полученные данные свидетельствуют о том, что определяющим признаком прогнозирования кимберлитовых полей могут быть не архейские кратоны и разделяющие их мобильные протерозойские пояса, а области тектонической активизации древних платформ, синхронных с кимберлитовым магматизмом.

В 1978 г. образована лаборатория экспериментальной минералогии. А.П.Григорьев с коллегами (В.В.Ботвин, С.Х.Лифшиц, П.Г.Новгородов, П.П.Шамаев) изучили механизм и кинематику каталитического гидрогенолиза алмаза (углерода) переходными металлами и на этой основе предложили принципиально новый термохимический способ обработки алмаза, получивший всемирную известность.

С 1981 г. в лаборатории магматических формаций (В.И.Соловьев, Ю.Д.Недосекин, А.А.Сурнин, В.Н.Рукович и др.) В.С.Шкодзинским начаты теоретические исследования происхождения магм и магматических пород и впервые разработаны количественные модели образования и эволюция главных типов магм.

В начале 1980-х годов в институте начали работать крупные тектонисты Л.М.Парфенов и К.И.Микуленко. К.И.Микуленко развернул работы по тектонике нефтегазоносных провинций и бассейново-седиментологическому анализу (В.В.Гайдук, Ю.Х.Протопопов, В.А.Лабуркин, К.В.Тимиршин, Н.Н.Алексеев, М.В.Болдырев, Д.А.Аброскин, М.Д.Булгакова и др.), впервые была разработана методика и изучена палеосейсмичность; выявлены закономерности, структурно-тектонические связи, место и роль сейсмичности в эволюции седиментационных палеобассейнов.

В 1987 г. директора В.В.Ковальского сменил Б.В.Олейников. К 30-летию института численность сотрудников увеличилась почти вдвое и составляла 402 человека (7 докторов, 75 кандидатов наук и 250 сотрудников с высшим образованием, из которых около половины выпускники Якутского университета). На этот период в институте значились 22 лаборатории, объединенные в 6 отделов, и геологический музей. Однако известные процессы в стране привели к резкому снижению общей численности сотрудников, что продолжается и до настоящего времени. В 1997 г. общее число сотрудников 260, из них научных сотрудников 92, в т.ч. 15 докторов и 54 кандидата наук. Институт продолжает проводить исследования по основным научным направлениям: тектонике и геодинамике литосферы Якутии; магматизму и рудогенезу различных геодинамических обстановок, закономерностям образования и размещения эндогенных полезных ископаемых; кимберлитовому магматизму, закономерностям образования и размещения месторождений алмазов; внутреннему строению, физическим свойствам и генезису алмазов; био-

стратиграфической эволюции осадочного литогенеза, закономерностям образования и размещения месторождений нефти, газа, угля.

Структурно-геологическое и петрологическое изучение платформенного магматизма, начатое в начале 1960-х годов еще А.М.Виленским, позволило обосновать новую схему расчленения трапповых образований Сибири. С 1966 г. эти исследования проводились под руководством Б.В.Олейникова. Решен ряд проблем образования базитовых магм в глубинных условиях и оценены их рудогенерирующие возможности. Разработана модель докамерной эволюции толеит-базальтовой магмы в глубинном промежуточном очаге, установлена важная роль флюидного режима в его преобразовании (А.Г.Копылова, О.В.Королова, В.К.Левашов, А.В.Округин, В.Ю.Панков, М.Д.Томшин). Это способствовало развитию принципиально нового научного направления (самородное металлообразование в эндогенных процессах) и получению новых данных о форме нахождения химических элементов в природе. Впервые в мире Б.В.Олейниковым, А.В.Округиным и Н.В.Лесковой были установлены природные самородные формы алюминия и кадмия; В.К.Маршинцевым с коллегами — кремния; В.А.Трунилиной, С.П.Роевым, В.Ф.Махотко и Н.В.Заякиной — титана; А.А.Ким с коллегами — марганца, а А.В.Костиным и Л.А.Павловой — германия. Самородные алюминий и кадмий официально признаны Международной комиссией по новым минералам в качестве новых минералов. Проблемы самородного минералообразования всесторонне обсуждались на Всесоюзных конференциях, состоявшихся в г.Якутск в 1981 и 1985 гг. с участием большой группы зарубежных ученых, изучающих различные эндогенные минералообразующие системы.

Почти 30 лет отдал Б.В.Олейников геологическому музею: более 15 лет возглавлял его, приняв заведование в 1970 г. от А.В.Александрова и передав в 1995 г. своему ученику М.Д.Томшину. Проблемы геологического музея, который он считал лицом института, волновали его всегда. Забота Б.В.Олейникова, а также всемерная поддержка Н.В.Черского привели к тому, что музей стал одним из культурных и просветительских центров г.Якутск, посещаемым жителями города и всей республики, а также ее многочисленными гостями из многих стран мира. Музей был создан благодаря энтузиазму и энергии А.С.Каширцева в 1958 г. За годы его существования в музее побывало более 70 тыс. человек, проведено более 5 тыс. экскурсий. Экспонаты музея, в т.ч. мировой значимости, прославляли природное наследие Якутии на выставках в Монголии, Австрии, Японии, Корее, Франции, Германии. Раритетами являются полный скелет шерстистого двурогого носорога с остатками мягких тканей, кожи и шерсти; внутренности и кожа мамонта, нога полной сохранности, найденная на стоянке древнего человека, и останки абынского мамонтенка. Экспозиция рудно-минералогического раздела освещает разнообразие и богатство минеральных ресурсов Якутии. Именно здесь работала замечательный минералог, один из лучших знатоков чароита и минералогии Якутии К.А.Лазебник. Изучая редчайшие метасоматиты — чароитовые породы, К.А.Лазебник открыла три новых минерала: даванит, токкоит и франкаменит, а также множество редких минералов и разновидностей широко распространенных. Авторами открытия являются также В.Ф.Махотко, Л.В.Никишова, Ю.Д.Лазебник, И.В.Рождественская,

Н.Н.Емельянова, исследовавшие физические свойства, кристаллическую структуру и химический состав новых природных фаз. Собрание минералов Мурунского массива послужило основой для создания в институте эталонной коллекции «Минералы Якутии».

Геология, минералогия, геохимия рудных месторождений и связь их с магматизмом всегда были одними из главных направлений исследований в институте. Выполнен большой объем исследований вещественного состава месторождений золота (В.А.Амузинский, Г.Н.Гамянин, Ю.П.Ивенсен, Ю.Я.Жданов, А.А.Ким Н.В.Нестеров, и др.), олова (И.Я.Некрасов, Б.Л.Флеров, Я.В.Яковлев и др.), серебра (Л.Н.Индолов, А.В.Костин, Г.Г.Невойса), сурьмы (Л.Н.Индолов, Ю.Я.Жданов, В.М.Суплецов), полиметаллов (Ю.В.Давыдов, Г.Г.Невойса, А.В.Костин) и др. Эти работы сопровождались комплексным металлогеническим анализом, позволявшим выявить главные закономерности образования и размещения эндогенных месторождений на территории Якутии, уточнить характер связей процессов магматизма и рудогенеза. На этой основе разработаны геолого-структурные, формационные, минералого-геохимические критерии регионального и локального прогнозирования, поисков и оценки различных месторождений благородных и цветных металлов, построены геолого-генетические модели. Это в первую очередь исследования В.В.Аллатова, В.А.Амузинского, Г.С.Анисимовой, А.Г.Бахарева, Г.А.Гринберга, Г.Н.Гамянина, Ю.П.Ивенсена, В.А.Трунилиной, Б.Л.Флерова, А.И.Холмогорова, В.М.Суплецова. Рекомендации ученых способствовали открытию золотоносных (Сарылах, Неждинское, Кючус, Бадран), оловорудных (Депутатское, Одинокое, Чурпунья) месторождений. Построены геолого-генетическая модель крупнейшего на северо-востоке России полихронного Неждинского золоторудного месторождения и обобщенная модель функционирования сереброоловянной рудно-магматической системы для олово-серебро-полиметаллических месторождений Прогноз, Купольное, Верхне-Менкеченское и Мангазейское. Выделена Ленская родисто-платиновая провинция россыпей, по минералого-геохимическому типу ассоциаций не имеющая аналогов в мире (А.В.Округин).

В 1994 г. на базе магматической группы лаборатории геологии и геохимии рудных месторождений, изучающей магматизм оловорудных районов, была образована лаборатория рудогенерирующих систем под руководством В.А.Трунилиной. В результате комплексных масштабных петролого-геохимических исследований магматитов на северо-востоке Якутии выявлены петрогенетические типы гранитоидов, их геохимическая и металлогеническая специализация. Определен характер эволюции мезозойского магматизма и закономерности его распределения во времени и пространстве. Разработана геолого-петрологическая модель рудоносной магматической системы уникального Депутатского оловорудного месторождения (А.И.Холмогоров).

В.В.Ковалевский и Б.В.Олейников приложили много сил, чтобы создать в институте высококлассную аналитическую базу, позволившую вывести на мировой уровень проводимые исследования. История химической лаборатории уходит корнями в отдел геологии, заведующими которого были В.Д.Шалицкая, К.С.Пахомова, К.И.Каширцева, А.И.Калинин, В.В.Гамянин, Г.Т.Галенчикова. Не меньшее значение имело определение микрокомпонентов,

проводившееся в лаборатории спектральных методов анализа (В.С.Сукнев). Значительный прорыв в исследовании вещества произошел с внедрением микрозондового анализа (Н.В.Лескова, В.Ф.Махотко, Л.А.Павлова и др.). Рентгеноструктурным и термическим анализом занимались А.А.Бровкин, Н.В.Заякина, Ю.М.Новоселов, Ю.Д.Лазебник, Г.Т.Матросова, Н.Н.Емельянова и др; электронно-микроскопическим — Л.В.Никишова и Ю.Д.Лазебник. Все проводимые исследования были бы невозможны без обслуживания приборов специалистами высокого класса.

В 1999 г. на базе отдела геологии нефти и газа был создан Институт проблем нефти и газа СО РАН, а Институт геологических наук в 2000 г. переименован в Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН). Директором института стал д-р геол.-минер. наук, профессор, действительный член АН Республики Саха (Якутия), заслуженный деятель науки Российской Федерации Л.М.Парfenов, специалист в области тектоники и геодинамики.

С появлением Л.М.Парфенова в 1981 г. в институте началось углубленное изучение тектонических структур северо-востока Азии с позиций тектоники литосферных плит (В.С.Имаев, Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин, В.М.Лубяновский, А.П.Неустроев, В.С.Оксман, А.В.Прокопьев, В.Ф.Тимофеев, Ф.Ф.Третьяков и др.). Показано, что мезозоиды северо-востока Азии подобны орогенным поясам других регионов мира и представляют собой коллаж террейнов континентального и океанического происхождения; выделены и охарактеризованы активные и пассивные континентальные окраины, островные дуги и рифтовые зоны; созданы первые плитотектонические ретроспективные реконструкции северо-востока Азии. В конце 1980-х годов была обоснована граница Североамериканской и Евразиатской плит, определен их полюс вращения и установлена природа сейсмичности территории, создана геодинамическая модель (Л.М.Парфенов, В.С.Имаев, Б.М.Козьмин, А.Ф.Петров, В.Д.Суворов, М.В.Болдырев, О.В.Гриненко и др.). В 1991 г. издана под редакцией Л.М.Парфенова «Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий» масштаба 1:1 500 000. В 1991 г. совместно с геологическими службами США и Канады, геологами Дальнего Востока и Москвы начато составление «Карты террейнов севера Тихоокеанского обрамления», которая в 1996 г. была издана в США. Ее логическим продолжением стала «Геодинамическая карта Северо-Восточной Азии» масштаба 1:5 000 000, сопровождающаяся картами металлогенических поясов по 12 возрастным срезам, позволяющими анализировать благоприятные геодинамические обстановки формирования месторождений полезных ископаемых. На ее основе составлена «Карта кратонов и орогенных поясов северо-востока Азии» масштаба 1:20 000 000; создана модель формирования орогенных поясов северо-восточной Азии, начиная с рифея и до современности. Реконструирована тектоническая эволюция региона, прослежены металлогенические пояса и определена их геодинамическая природа. Эти карты — результат многолетнего плодотворного сотрудничества с геологами разных стран в Тихоокеанском регионе, двух глобальных международных проектов: Tectonics, Geodynamics, and Metallogeny of Circum-North Pacific (1988—1996) и Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of Northeast Asia (1997—2003), в реализации которых сотрудники института играли ведущую роль (Л.М.Парфенов, А.В.Прокопьев, А.П.Смелов, В.Ф.Тимофеев).

Результаты фундаментальных исследований изложены и публично защищены в 42 докторских и 144 кандидатских диссертациях, выполненных сотрудниками института за годы его существования, а полученные новые знания и новая информация опубликованы более чем в 400 монографиях и специализированных научных сборниках, первый из которых вышел в свет в 1955 г. Большое число научных статей опубликовано в различных отечественных и зарубежных журналах, а также трудах различных конференций, международных конгрессов и симпозиумов. В 2001 г. опубликовано крупное обобщение по геологическому строению, тектонике, геодинамике, сейсмичности и полезным ископаемым восточной части Северо-Азиатского кратона и прилегающих орогенных поясов — «Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)» (отв. ред. Л.М.Парфенов и М.И.Кузьмин), среди авторов которого более 20 сотрудников института.

Признанием вклада наших ученых в науку стало избрание И.С.Рожкова, В.В.Ковальского, И.Я.Некрасова, В.А.Каширцева, А.Ф.Сафонова членами-корреспондентами АН СССР и РАН; Б.В.Олейникова, Л.М.Парфенова, А.Ф.Сафонова, В.С.Имаева — действительными членами АН Республики Саха (Якутия); почетного звания «Заслуженный деятель науки РСФСР» удостоены К.Б.Мокшанцев, Б.Л.Флеров, Б.В.Олейников, Л.М.Парфенов, Г.Н.Гамянин, Г.С.Фрадкин, а почетное звание «Заслуженный деятель науки Якутской АССР» (теперь Республика Саха (Якутия) присвоено А.В.Александрову, Ю.П.Ивенсену, Ю.Н.Трушкову, Б.Л.Флерову, Б.С.Русанову, К.Б.Мокшанцеву, В.В.Ковальскому, Б.В.Олейникову, Г.С.Фрадкину, П.Н.Колосову, А.П.Смелову, «Заслуженный геолог Якутской АССР» (теперь Республика Саха (Якутия) — А.В.Александрову, Д.К.Горнштейну, А.А.Гудкову, А.К.Боброву, Г.Д.Бабаяну, К.Е.Колодезникову, Э.Д.Избекову, И.И.Колодезникову. Научная деятельность ряда сотрудников института отмечена орденами и медалями СССР, Российской Федерации, Якутской АССР и Республики Саха (Якутия), почетными грамотами, дипломами и знаками министерств и ведомств, медалями и дипломами ВДНХ. Р.В.Кутыгин был награжден медалью Российской академии наук с премией для молодых ученых (2003) и в 2004 г. стал лауреатом Государственной премии Республики Саха (Якутия) по науке и технике для молодых ученых за цикл работ «Аммоноидеи и биостратиграфия верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Северо-Востока России». В.С.Имаев — лауреат Государственной премии Правительства РФ 2002 г. в числе авторов работы «Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации: методология и комплект карт ОСР-97».

В настоящее время институт ориентирован на изучение месторождений алмаза и благородных металлов, научный прогноз открытия новых месторождений, разработку современных технологий обработки алмазного сырья. Структура института включает лаборатории геологии и петрологии алмазоносных провинций (А.П.Смелов), геологии и минералогии месторождений благородных металлов (А.В.Костин), геодинамики и региональной геологии (А.В.Прокопьев), алмазных технологий (П.П.Шамаев), ге-

ологических информационных технологий (А.В.Костин), физико-химических методов анализа (В.С.Сукнев) и геологический музей (М.Д.Томшин). Сегодня в институте работает 181 человек, из них 66 научных сотрудников, 12 докторов и 36 кандидатов наук. При институте действует аспирантура и совет по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата геологоминералогических наук по специальностям: общая и региональная геология; петрология, вулканология; геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения.

Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН) — ведущее научное учреждение на территории северо-востока Азии, проводящее масштабные комплексные теоретические и прикладные исследования в области фундаментальных проблем тектоники, стратиграфии, литологии, магматизма, выявления закономерностей размещения и образования уникальных и нетрадиционных полезных ископаемых в рамках основных научных направлений: внутреннее строение литосферы кратонов и коллизионных зон; геология, минералогия и прогноз месторождений алмаза и благородных металлов; алмазные технологии. Институт — инициатор и лидер многолетнего сотрудничества российских и американских геологов по изучению тектоники, геодинамики, металлогении и природы сейсмичности северо-востока Азии и севера Тихоокеанского обрамления. Входя в мировое научное сообщество и являясь проводниками научных идей, ученые ИГАБМ СО РАН влияют на интеллектуальный, образовательный и культурный уровень жизни общества огромного региона, формируют отношение к рациональному природопользованию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР (1957—1987). —Якутск, 1987.
2. Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН. —Якутск: Сахаполиграфиздат, 2007.
3. Королева О.В., Томшин М.Д., Павлючин А.Д., Белолюбский И.Н. Первый научно-геологический музей в Якутии (к истории его образования...) // Наука и техника в Якутии. 2002. № 1. С. 66—71.
4. Олейников Б.В. Якутский институт геологических наук СО РАН — некоторые итоги фундаментальных исследований // Наука и образование. 1997. № 2. С. 28—33.
5. Олейников Б.В., Зайцев А.И., Никифорова З.С. 40-летие Якутского института геологических наук // Наука и образование. 1997. № 1. С. 13—22.
6. Парфенов Л.М., Смелов А.П., Зайцев А.И. Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН на рубеже тысячелетий (итоги и перспективы) // Наука и техника в Якутии. 2001. № 1. С. 20—22.
7. Парфенов Л.М., Смелов А.П., Зайцев А.И. Институту геологии алмаза и благородных металлов — 45 лет // Отечественная геология. 2002. № 5. С. 83—84.
8. Смелов А.П., Королева О.В. Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН — проблемы и перспективы // Алмазы и золото Якутии. 2001. № 3. С. 36—41.
9. Ученые Якутского института геологии: 50 лет. —Якутск: Сахаполиграфиздат, 2007.

Металлогенез и минерагения

УДК 553.4 (571.56)

Л.А.Кондратьева, Г.С.Анисимова, 2007

Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне

Л.А.КОНДРАТЬЕВА, Г.С.АНИСИМОВА

Золотоносность Аллах-Юньской металлогенической зоны Верхояно-Колымской орогеной области (рис. 1) традиционно связывается с золотокварцевым оруденением стратиграфического типа, эталонными представителями которого являются месторождения Булар-Оночохского и Юрско-Бриндакитского рудных узлов [6, 7]. Конформный характер оруденения выражен в развитии многоярусных внутри- и межпластиовых жил, приуроченных к основаниям ритмопачек, в замках и на крыльях мелких складок.

Детальные минералогические исследования последних лет показывают наличие в Аллах-Юньской металлогенической зоне эпiterмальной золотосеребряной минерализации в рудных телах секущего типа, представленных кварцево-жильным оруденением и минерализованными зонами дробления. Разнообразный комплекс серебряных и серебросодержащих минералов (таблицы 1, 3, массовое содержание в %) обнаружен авторами в рудах Широкинского рудно-rossыпного узла [1, 2, 3] и Задержниковского рудного поля [5] и список минералов продолжает пополняться. Объекты исследований расположены на восточном и западном флангах центральной части металлогенической зоны и локализованы в узлах пересечения Аллах-Юньским и Анчинским глубинными разломами Менделевского поперечного поднятия. Особо следует подчеркнуть, что для россыпей в бассейне среднего течения р.Аллах-Юнь, где находятся изученные объекты, золото наиболее низкопробное (до 675%) во всем Аллах-Юньском районе, отличающееся также мелкой размерностью [10].

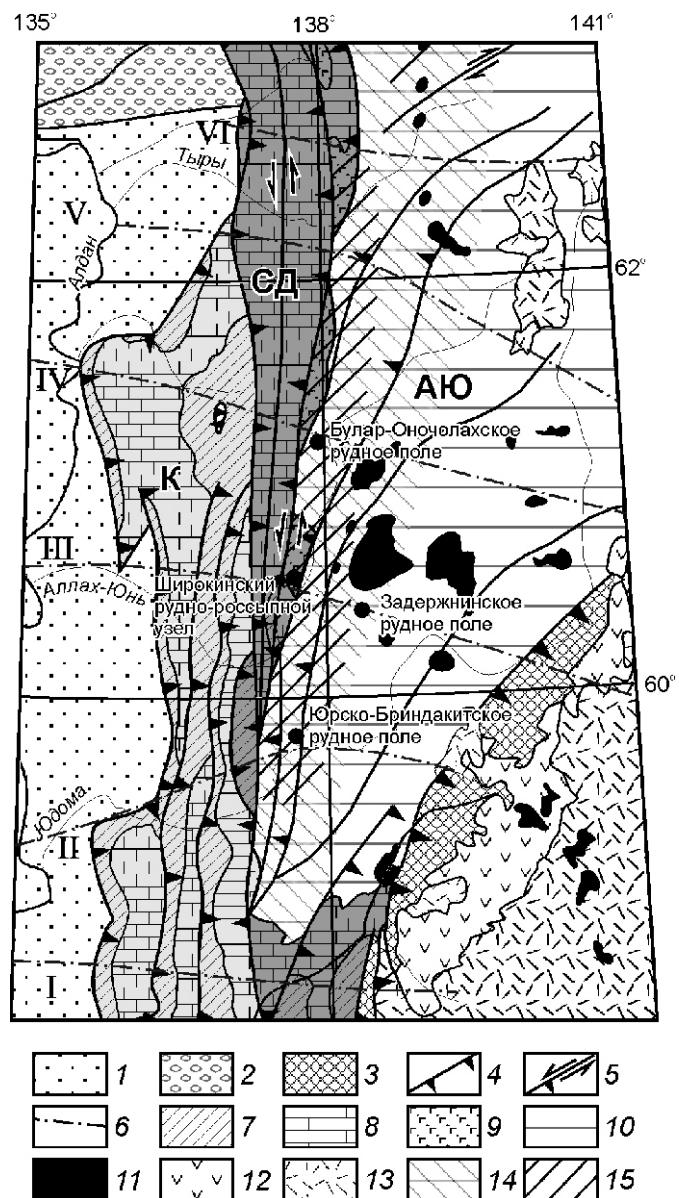
Широкинский рудно-rossыпной узел находится в складчато-надвиговых структурах восточной части Сетте-Дабанского горст-антеклиниория. В этом узле выделены рудные поля с минеральными типами: Западное с золото-

Рис. 1. Схема размещения золотого и золотосеребряного оруденения Аллах-Юньской металлогенической зоны в тектонических структурах Южного Верхояния. Тектоническая основа по [9]:

1 — осадочный чехол Сибирской платформы; 2 — Приверхоянский краевой прогиб; 3 — раннедокембрийские образования Верхне-Майского выступа Охотского террейна; 4 — надвиги; 5 — сдвиги и взбросо-сдвиги; 6 — поперечные поднятия по [8]: I — Курун-Юряхское, II — Огонекское, III — Менделевское, IV — Сегенинское, V — Халыинское, VI — Тыринское; отложения: 7 — рифейские, 8 — венд-нижнепалеозойские, 9 — среднедевонские—нижнекаменноугольные, 10 — верхнепалеозойские—мелозойские; 11 — мезозойские гранитоиды; вулкано-плутонические пояса: 12 — Удской, 13 — Охотско-Чукотский, 14 — метаморфический пояс, 15 — Аллах-Юньская металлогеническая зона; тектонические зоны: К — Кыллахская (светло-серое), СД — Сетте-Дабанская (серое), АЮ — Аллах-Юньская (белое)

медным, Центральное с золотомышьяково-свинцовым и Восточное с золотосеребряным [2]. Восточное поле занимает пограничную зону с Южно-Верхоянским синклиниорием и сложено породами от нижнеордовикских до нижнекаменноугольных (рис. 2).

Рудные тела с золотосеребряным типом минерализации представлены секущими кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами-апофизами зон дробления продольных субпараллельных разрывных нарушений, составляющих Аллах-Юньский глубинный разлом взбросовой кинематики Восточно-Сетте-Дабанской шовной структуры, разделяющей карбонатный и терригенный комплексы. Необходимо отметить дискретный характер распределения золо-



1. Химический состав серебросодержащих минералов Широкинского рудного узла

Минералы	Число анализов	Ag	Au	Te	Hg	Pb	Cu	Zn	Fe	Bi	As	Sb	S	Сумма
Самородное серебро	2	96,45	—	0,16	—	2,89	—	0,8	—	—	—	—	—	100,3
Ртутистое серебро	2	89,4	—	0,26	8,15	—	0,19	0,18	—	—	—	0,44	—	98,62
Акантит	5	85,95	—	0,18	—	—	0,35	—	—	—	—	—	—	13,47
Алларгентум	2	83,63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15,47	—	99,10
Гессит	34	62,87	—	37,21	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—	100,3
Ртутистый электротум	3	50,41	40,9	—	6,9	—	—	—	—	—	—	—	—	97,9
Электротум	9	45,55	52,87	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98,42
Аргентоптерраэдрит	3	34,35	—	—	—	—	22,72	3,55	0,88	—	2,27	14,48	20,9	99,3
Относительно низкопробное золото	12	24,67	75,2	—	1,3	—	0,66	—	—	—	—	—	—	101,02
Диафорит	5	24,49	—	—	—	29,23	0,14	—	—	—	—	26,45	19,06	99,37
Фрейбергит	8	21,35	—	—	—	—	28,96	4,9	1,25	—	3,95	16,14	23,36	100,08
Среднепробное самородное золото	21	17,45	82,18	—	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	101,18
Минерал X	3	34,74	—	—	0,71	—	32,32	—	9,95	—	—	—	21,89	99,31
	1	25,76	—	—	—	—	39,49	—	10,18	—	—	—	25,83	101,26
	17	14,71	—	—	0,30	—	43,34	—	12,31	—	—	—	28,67	99,23
	30	5,43	—	—	0,15	—	49,44	—	13,64	—	—	—	30,43	99,09
Овиххит	5	4,4	—	—	—	45,32	1,59	—	—	—	—	28,38	19,36	99,05
Тетраэдрит	115	3,22	—	—	—	—	37,2	7,36	0,95	—	3,71	23,15	24,95	100,98
Ковеллин	3	1,24	—	—	—	—	65,84	—	—	—	—	—	31,14	98,22
Энарбит	10	0,87	—	—	—	—	47,57	—	—	—	17,41	1,3	31,4	98,55
Геокронит	6	0,5	—	—	—	65,88	2,32	—	—	2,71	5	6,46	16,92	99,79
Галенит	12	0,28	—	—	—	85,07	—	—	0,68	—	—	—	13,07	99,10
Теннантит	28	0,23	—	—	—	41,17	7,67	0,4	0,21	12,36	10,1	26,36	98,94	

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе Camebax-micsto при следующих условиях: напряжение — 20 кВ, ток — 17 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn, Bi — K ; Ag, Sb, S — L , Эталоны: CuSbS — Cu, Sb, S; ZnS — Zn; CuFeS₂ — Fe; Bi₂S₃ — Bi; HgTe — Hg, Te; FeAsS — As; Au — 750%; Ag — 100%. Аналитик С.К.Попова.

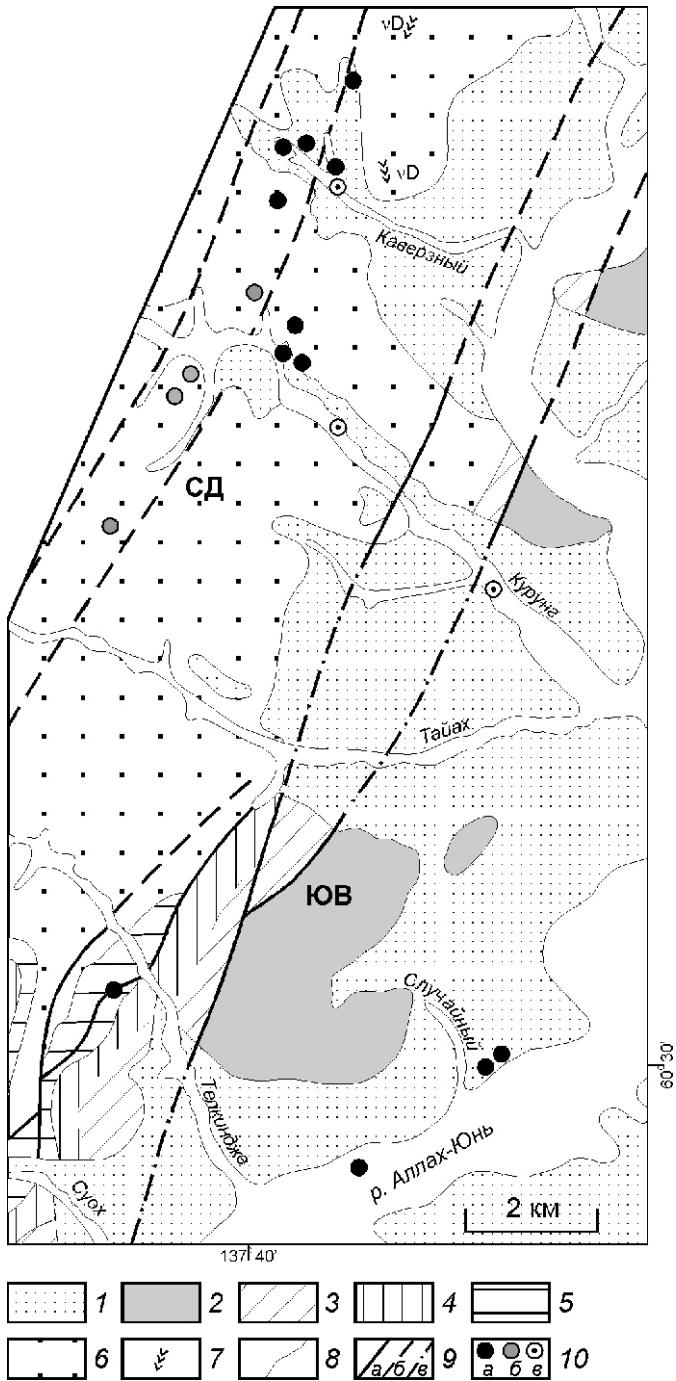


Рис. 2. Схема размещения золотосеребряной минерализации в терригенно-карбонатном комплексе Восточного рудного поля Широкинского рудно-россыпного узла:

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные отложения верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклиниория (ЮВ); карбонатные отложения Сетте-Дабанского горст-антеклиниория (СД); 3 — хамамытская известняковая формация, 4 — пестроцветная известняково-доломитовая формация, 5 — тасканская карбонатная формация, 6 — саккырырская песчано-глинисто-известняковая зеленосланцевая формация; 7 — дайки диабазов; 8 — геологические границы; 9 — разрывные нарушения: а — геологически откартированные, б — предполагаемые, в — скрытые под четвертичными отложениями; 10 — точки золотосеребряной минерализации, выявленные в: а — коренных проявлениях, б — делювиально-элювиальных отложениях, в — горных отвалах

тосеребряной минерализации на территории рудного поля, хотя расположение основной части выявленных золотосеребряных проявлений вдоль свода Хочулуканской антиклинали создает впечатление линейности, что объясняется большей обнаженностью данной территории, тогда как восточная часть скрыта под чехлом четвертичных отложений.

Типоморфными минералами эптермального оруденения являются низкопробное самородное золото, самородное серебро, алларгентум, акантит, электрум, гессит, блёклые руды, галенит и сульфосоли серебра и свинца (см. табл. 1, рис. 3). Количество рудных минералов не превышает 1%, доминирующие — серебряные блёклые руды, причем, развита только сурьмяная разновидность (тетраэдрит, аргентотетраэдрит, фрейбергит), гессит и сульфосоли серебра и свинца (овихиит, диафорит). Самородное золото встречается в ассоциации с тетраэдритом и гесситом. Пробность золота варьирует от 540 до 820%, в виде примеси постоянно присутствует Hg до 1,86%. Характерная особенность минерализации как Восточного рудного поля, так и Широкинского рудно-россыпного узла в целом — отсутствие в рудах арсенопирита. Отмечается низкая золотоносность руд, Ag/Au 10—100.

Постоянная примесь серебра отмечается в сульфидах свинца и меди из кварцевых и кварц-карбонатных руд участков Каверзный, Курунг (устье и среднее течение): ковеллине, галените, геокроните и энаргите (см. табл. 1).

На рудопроявления Телкиндже в кварце халцедоновидного облика в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом и блёклыми рудами обнаружены минералы необычного состава: сульфиды Cu, Fe, Ag с примесью Hg (см. рис. 3, Б). Под микроскопом минералы желтого цвета с розоватым оттенком. Отражение высокое. По составу сульфиды не имеют аналогов. Их необычность заключается в корреляционной связи Ag и Cu, что характерно для блёклых руд (см. табл. 1, минерал X). Не исключается возможность образования структур распада двух минералов.

В рудах описываемого поля в ассоциации с минералами серебра впервые найдены теллуриды висмута, по составу отвечающие группе хедлейита. Минералы встречены в халцедоновидном кварце в виде овальных, таблитчатых и игольчатых включений среди галенита, ассоциирующего с пирротином и халькопиритом. В тесном парагенезисе с теллуридами висмута отмечается гессит, между ними наблюдаются как взаимное прорастание, так и обрастание (см. рис. 3, В). Цвет минерала желтовато-белый. Размеры выделений до 0,7 мм. По составу, определенному микрозондовым анализом (табл. 2, массовое содержание в %), минерал предварительно отнесен к пильзениту — характерному минералу продуктивных ассоциаций золотых и золотосеребряных месторождений (особенно вулканогенных). Отличительная особенность теллурида висмута — постоянная примесь Sb и Pb.

Среди галечных отвалов дражной отработки по р.Аллах-Юнь на восточном фланге рудного поля в плотиковых глыбах жильного кварца массивной текстуры с мелкими неправильными полостями, стенки которых выполнены друзами кристаллов горного хрусталия, В.А.Амузинский обнаружил ртутистый электрум в ассоциации с галенитом.

Задержниковское золоторудное поле — второй объект, на котором зафиксирована серебряная минерализация, расположено в структурах Аллах-Юньской тектонической

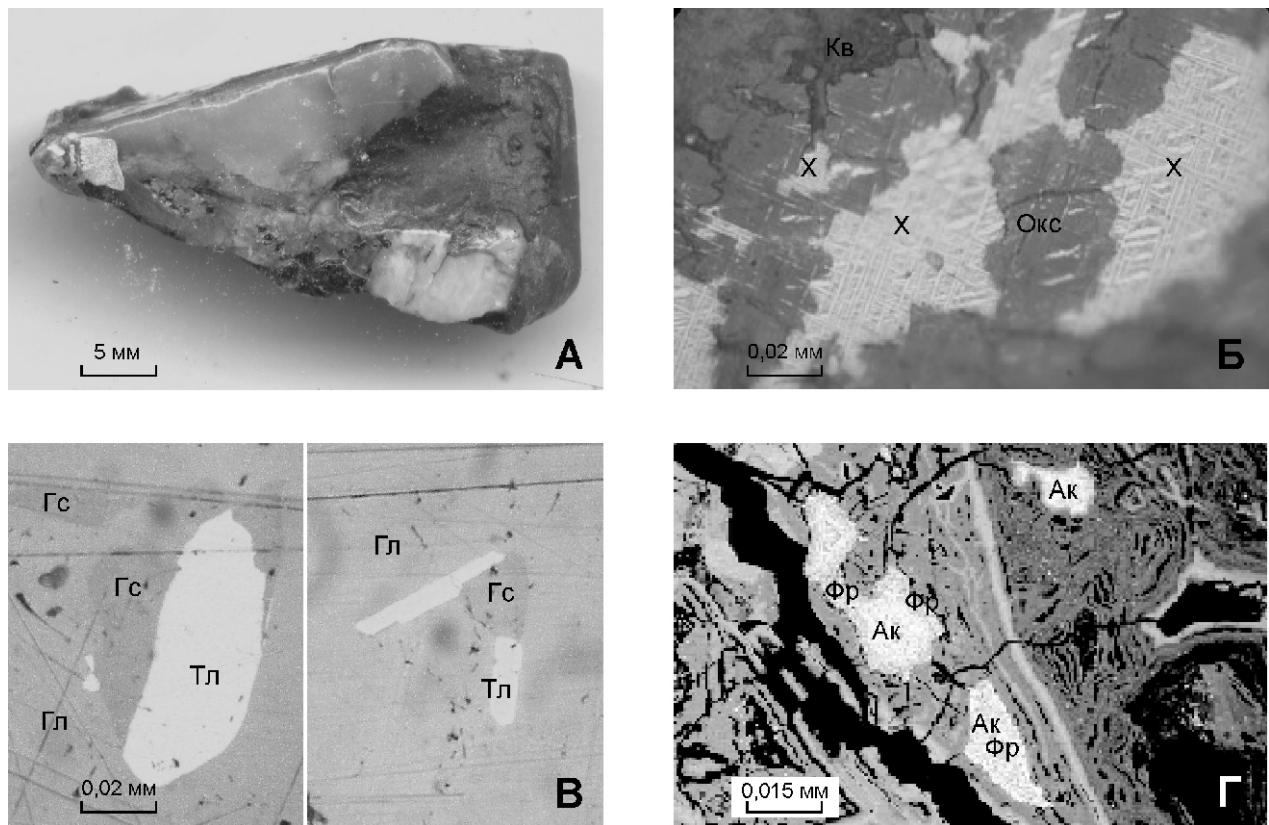


Рис. 3. Микропарагенезисы серебросодержащих минералов в рудах Широкинского узла:

А — халцедоновидный кварц с вкрапленностью серебряных минералов; Б — неизвестный сульфид Cu, Fe и Ag (Х) с оксидами Cu и Fe (Окс) в халцедоновидном кварце (Кв); В — гёссит (Гс) с теллуридом висмута (Тл) в галените (Гл); Г — акантит (Ак) с фрейбергитом (Фр) во вторичных минералах Cu и Sb (Окс)

2. Химический состав теллурида висмута Широкинского рудного узла

Пробы	Bi	Te	Pb	Sb	Сумма
1	65,57	32,76	2,08	0,59	101,00
2	65,88	31,83	1,98	0,67	100,36
3	66,44	32,40	1,48	0,52	100,84
4	66,45	31,12	1,69	1,00	100,26
5	66,80	32,22	1,88	0,46	101,36
6	66,85	30,78	1,75	1,56	101,04
7	67,85	29,48	1,42	0,94	99,66
8	68,07	30,63	1,55	1,02	101,27
9	68,25	29,78	1,76	0,54	100,33
10	68,37	29,60	1,78	0,88	100,63
11	68,89	30,18	1,53	0,28	100,88
12	68,89	29,73	1,70	0,62	100,94
13	68,91	29,81	1,79	0,87	101,38
14	68,96	29,97	1,43	0,14	100,5
15	69,01	29,75	1,69	0,75	101,2
Среднее	67,68	30,67	1,70	0,72	100,78

зоны (Южно-Верхоянский синклиниорий). Рудное поле занимает сводовую часть Джайкангинской антиклинали, сформированной над Анчинским разломом. Антиклиналь осложнена многочисленными складками более высокого порядка и разбита системой крутопадающих разрывных нарушений (рис. 4). Рудное поле сложено нижнепермской аргиллит-алевролитовой толщей с маломощными прослоями песчаников. Крупные рудоконтролирующие разрывные нарушения представлены зонами дробления субмеридиональных Задержнинского и Центрального разломов взбросо-сдвиговой кинематики. Многочисленные позднедевонские дайки среднего состава формируют субширотный Менджельский (270—300°) пояс, в редких случаях приурочены к крутопадающим субмеридиональным нарушениям.

Морфоструктурные типы рудных тел представлены крутопадающими секущими кварцевыми жилами с зонами прожилкования и минерализованными зонами дробления с прожилково-вкрапленным типом минерализации. Оруднение приурочено к поперечным и кососекущим оперяющим трещинам субмеридиональных разломов.

Количество рудных минералов составляет 1—5%. Сульфиды в рудных телаах распределены неравномерно. Основными рудными минералами выступают пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, самородное золото, электрум, реже встречаются халькопирит и пирротин. Типоморфные минералы серебра представлены кюстелитом, сульфосолями Ag и Pb, сульфидами Au и Ag (см. табл. 3, массовое содержание %).

Самородное золото отличается широкой вариацией пробности (495—935%), при этом основная масса представлена низкопробной разностю. Обнаружены неоднородные золотины, преимущественно в ассоциации с гипергенными минералами; в пределах одного сечения колебание пробности достигает 350%. Постоянной примесью самородного золота является ртуть; в средне- и высокопробном золоте ее содержание не превышает 0,4%, а в низкопробном достигает 1,9%. Почти 80% всей массы наблюдавшегося золота составляют включения, размеры которых не больше 0,5 мм [5].

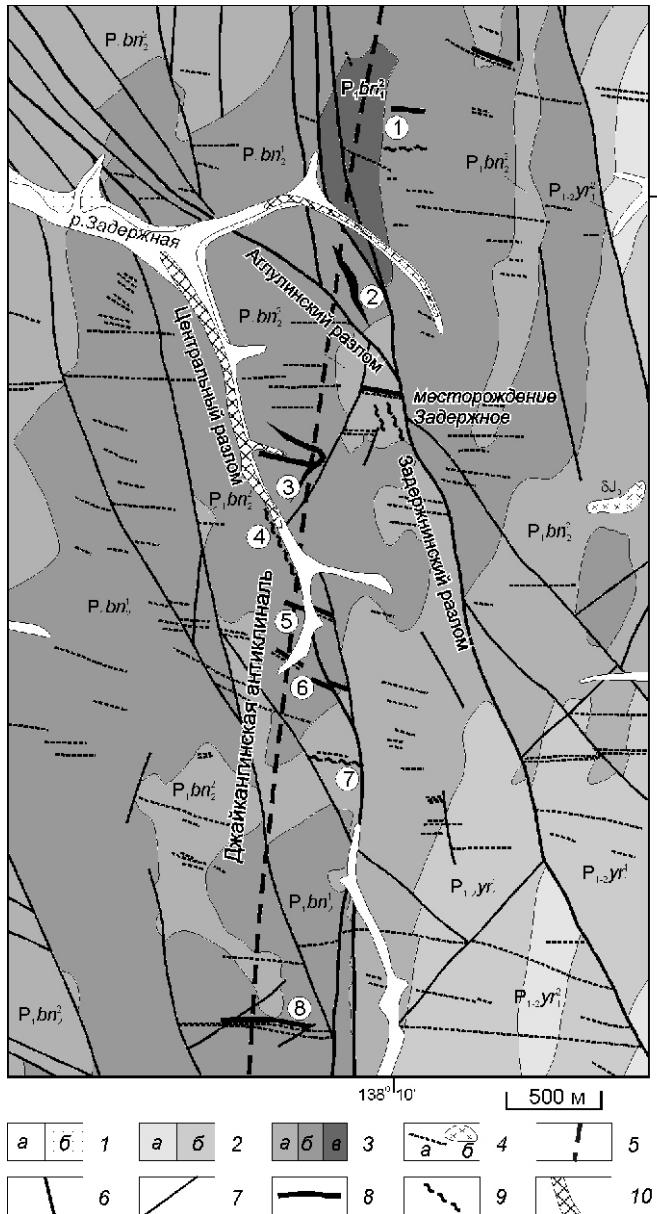


Рис. 4. Геолого-структурная схема Задержинского рудного поля. По материалам В.С.Краснопольского (1988):

1 — четвертичные отложения: *a* — современное звено, Q_{IV}, *b* — верхнее звено, Q_{III}; 2 — отложения Ырчахской свиты, нижняя подсвита: *a* — вторая пачка (P_{1,2}yr₂), *b* — первая пачка (P_{1,2}yr₁); 3 — отложения Бонсолчанской свиты, верхняя подсвита: *a* — вторая пачка (P_{1,2}bn₂), *b* — первая пачка (P_{1,2}bn₁), *b* — нижняя подсвита, вторая пачка (P_{1,2}bn₂); 4 — магматические породы среднего состава: *a* — дайки, *b* — штоки; 5 — ось Джайкантинской антиклинали; 6 — рудоконтролирующие разломы; 7 — разрывные нарушения; 8 — кварцевые жилы; 9 — минерализованные зоны дробления; 10 — россыпи; цифры в кружках — рудоуказывания.

пробном золоте ее содержание не превышает 0,4%, а в низкопробном достигает 1,9%. Почти 80% всей массы наблюдавшегося золота составляют включения, размеры которых не больше 0,5 мм [5].

Промышленные золоторудные тела месторождения расположены на участке сочленения Задержинского и Аглулинского разломов. Рудная зона 2 состоит из кварцевых жил в приконтактовых зонах даек спессартитов, кулисообразно сменяющих друг друга в субширотном направлении. Рудная минерализация представлена мелкими включениями и вкрашенностью пирита и арсенопирита, значительно шире развиты прожилки, гнезда и точечные включения галенита в тесной ассоциации со сфалеритом и самородным золотом.

Эптермальная минерализация приурочена к восточно-му флангу рудной зоны, с подворотом примыкающей к Аглулинскому разлому, а также непосредственно к тектонитам разлома, вмещающим прерывисто линзующееся кварцевожильное тело, сопровождаемое раздробленной дайкой спессартитов. Ртутистый электрум и впервые установленные кюстелит и сульфиды золота и серебра (см. табл. 3, рис. 5) обнаружены в тонкозернистом кварцевом цементе руды брекчиевидной текстуры. Кюстелит (261—325%) характеризуется содержанием Hg 1,41—1,70%. В ассоциации с галенитом, электрумом и кюстелитом найдены редкие сульфиды Au и Ag с примесью Hg до 2%, являющиеся по составу промежуточными между петровскантом и ютенбогардитом — типоморфными минералами золотосеребряных месторождений.

Разведочными скважинами на горизонте 960 м месторождения пересечены тектониты Аглулинского разлома, где выявлен электрум-пиарарагитовый парагенезис, наложенный на золото-халькопирит-сфалерит-галенитовую ассоциацию. В пиарарагите, как и в электруме, присутствует Hg до 0,53%.

Рудная зона 3 представлена серией минерализованных зон дробления, неравномерно насыщенных маломощными жилами и прожилками. Они сложены массивным среднезернистым кварцем, приобретающим в зальбандах мелкозернистый полосчато-брекчиевидный облик, и содержащим неравномерную вкрашенность галенита, арсенопирита, пирита, сфалерита, самородного золота и электрума. Эптермальная минерализация развита на флангах рудной зоны, на участках наиболее интенсивной тектонической проработки.

На северо-западном фланге рудной зоны преобладают руды брекчиевидной текстуры, содержащие минерализацию ртутистого электрума (393—492% с примесью Hg 0,84—1,09%) и серебряных сульфосолей пиарарагитового состава. Золотосеребряные парагенезисы минералов в аналогичных прожилках халцедоновидного кварца выявлены также в минерализованных зонах дробления рудопроявлений 1 (руч.Юнг), 5, 6 (верховья руч.Ягодный) и интенсивно катализированном кварце участка 8.

Скудные литературные данные о наличии серебросодержащих минералов в Аллах-Юньской металлогенической зоне имеются по Юрско-Бриндакитскому (аргентит, тетраэдрит, сульфосоли серебра), Мугунскому (аргентит, блёклые руды) и Кэннинскому (самородное серебро, прусит, тетраэдрит) рудным полям [4, 6]. В рудах Юрско-Бриндакитского узла серебряная минерализация присутствует в сфалерит-галенит-золотокварцевой ассоциации; приурочена к участкам наиболее высокой степени деформации кварцевого агрегата, вплоть до преобразования его в криптозерни-

3.Химический состав серебросодержащих минералов Задержнинского рудного поля

Минералы	Число анализов	Ag	Au	Hg	Cu	Pb	Sb	Fe	Te	As	S	Сумма
Биллингслеййт (?)	3	77,06	—	—	0,79	2,92	3,34	—	0,15	2,02	14,45	100,72
Кюстелит	7	70,99	25,64	1,45	—	—	—	—	—	—	—	98,08
Электрум	6	64,75	31,88	1,29	—	—	—	—	—	—	—	97,92
Пираргирит	11	60,07	—	0,16	—	0,56	23,35	—	—	—	16,39	100,53
Золото высокосеребристое	37	43,45	55,55	0,82	—	—	—	—	—	—	—	99,82
низкопробное	199	35,08	64,03	0,28	—	—	—	—	—	—	—	99,39
Фрейеслебенит (?)	5	32,20	—	—	—	36,21	14,24	—	—	0,06	15,73	98,48
Диафорит	5	29,92	—	—	0,10	27,04	21,86	—	0,13	—	19,25	98,30
Золото относительно низкокопробное	708	25,56	74,04	0,23	—	—	—	—	—	—	—	99,83
среднепробное	19	19,37	81,08	0,08	—	—	—	—	—	—	—	100,55
высокопробное	67	7,95	91,67	0,12	—	—	—	—	—	—	—	99,75
Сульфиды золота и серебра	—	70,00	13,40	2,00	—	—	—	0,10	—	—	14,43	99,93
	—	67,72	17,76	1,13	—	0,37	—	3,34	—	—	11,02	101,34
	—	62,85	18,33	—	—	—	—	—	—	—	18,26	99,44
	—	56,01	32,64	—	—	0,15	—	—	—	—	11,21	100,01
	—	51,77	36,16	—	—	—	—	—	—	—	11,02	98,95
	—	40,74	48,41	0,93	—	0,10	—	0,65	—	—	9,41	100,24

Примечание. Аналитики С.К.Попова, Л.М.Попова.

тый. Самородное золото относительно низкопробное и средней пробы (780—830%), в основной массе пылевидное. В

химическом составе золота отмечается примесь Hg (240—720 г/т), а также неоднородность золота, проявленная в присутствии низкопробных фаз.

Проведенные исследования позволили впервые выявить широкое развитие золотосеребряных руд в различных тектонических зонах Южного Верхоянья и обосновать выделение нового для Аллах-Юньской металлогенической зоны эпимермального золотосеребряного типа оруденения. Золотосеребряная минерализация занимает поперечное положение по отношению к золотому оруденению и локализована в субширотных оперяющих трещинах продольных разломов. Широкое развитие минералов серебра и разнообразие видового состава определяет преимущественно серебряный профиль оруденения Восточного поля Широкинского рудно-rossyнского узла. В рудных телах Задержнинского рудного поля поздние серебряные парагенезисы наложены на золотокварцевое оруденение. Присутствие ртути в самородном золоте, пираргирите и сульфидах подчеркивает близповерхностный характер оруденения.

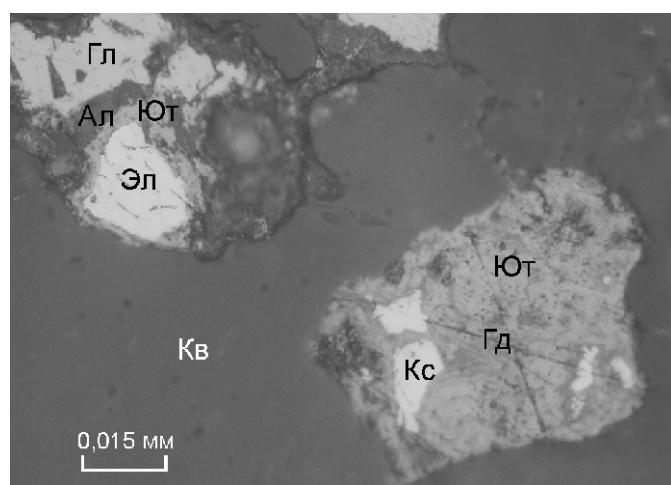


Рис. 5. Ассоциация сульфида золота и серебра (Ют) с электротом (Эл), кюстелитом (Кс), галенитом (Гл), оксидами железа (Гд) и алюминия (Ал) в кварце (Кв) Задержнинского месторождения

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Г.С. Новые данные о минеральном составе руд Широкинского рудно-rossyнского узла // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Мат-лы конф. — Якутск, 1997. С. 19—21.

2. Анисимова Г.С. Микроминералогия Широкинского золоторудного узла (Сетте-Дабан, Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 20—23.
3. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С. Минеральные ореолы серебра в рудах Широкинского узла (Сетте-Дабанский горст-антиклинорий) // Серебряное оруденение Якутии: Сб. научных трудов. —Якутск, 1999. С. 64—68.
4. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия. —Ростов-на-Дону: Ростиздат, 1999.
5. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержинского золоторудного поля // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 23—28.
6. Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю. и др. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 59—69.
7. Константинов М.М., Косовец Т.Н. Золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5—20.
8. Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гудков А.А. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. —М.: Наука, 1968.
9. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 156—198.
10. Самусиков В.П., Цабул Л.Н. Химический и гранулометрический состав золота россыпей Аллах-Юньского района // Россыпи золота и их связи с коренными месторождениями в Якутии. —Якутск: Якутское книжное изд-во, 1972. С. 122—144.

УДК 553.4 (571.56)

А.В.Костин, Г.В.Денисов, 2007

Крупные благороднометалльные рудно-магматические системы Западного Верхоянья

А.В.КОСТИН (ИГАБМ СО РАН), Г.В.ДЕНИСОВ (ГУП «Сахагеоинформ»)

Почти все крупные месторождения серебра Западного Верхоянья характеризуются удаленностью от интрузий (Заря, Хачакчанско, Ночное, Кимпиченское, Прогноз, Мангазейское, Чочимбальское и др.), что часто ставит под сомнение генетическую связь магматизма и оруденения [6]. В тоже время, при детальном изучении закономерностей группировки месторождений в ряды рудных формаций, их геологического положения, минерального состава, текстурно-структурных и геохимических особенностей руд, становится очевидно, что они являются частью крупной рудно-магматической системы с комплексной Ag-Pb и Au-Ag минерализацией. Под рудно-магматической системой мы понимаем пространственно взаимосвязанные магматические тела и руды, гидротермально измененные и вмещающие породы, несущие первичную рассеянную сульфидную минерализацию. По масштабам оруденения рудно-магматические системы могут состоять из одного крупного месторождения (Прогноз, Аркачанско, Нежданинское) или компактной группы месторождений, составляющих рудно-магматический узел. Несколько сближенных узлов группируются в рудно-магматическую зону.

Рудно-магматические системы сопровождаются геофизическими аномалиями, которые указывают на масштабы предрудной подготовки в области влияния магматического тела. Большое значение для прогноза таких перспективных систем и направления геолого-поисковых работ играют участки с контрастными магнитными аномалиями, изучение которых позволяет определить характер и форму скрытых рудогенерирующих plutонов. Локальные слабые отрицательные аномалии интерпретируются как зоны развития близповерхностных невскрытых plutонов. Положительные магнитные аномалии фиксируют зоны развития контактово-метаморфизованных пород, как правило, выходящих на дневную поверхность, и участки интенсивной жильной сульфидизации. Контуры с нулевыми значениями магнитного поля и тенденцией его увеличения к центру соответствуют крупным перспективным рудным узлам [7, 8]. В некоторых случаях рудно-магматические узлы, особенно несущие золотое оруденение (Нежданинский и Аркачанский), не сопровождаются региональными геофи-

зическими аномалиями [9, 10]. Наличие рудогенерирующего plutона предполагается или по косвенным признакам, усложняющим конфигурацию глубинной части удаленных интрузивных массивов [1], или по детальным наземным магнитометрическим работам.

За последнее десятилетие Западное Верхоянье превратилось в одну из перспективных сереброрудных провинций России. Были разведаны крупные месторождения Мангазейское и Прогноз, опиcкованы месторождения Кимпиченское, Хачакчанско, Ночное и Заря. Наряду с серебряными и золотыми были обнаружены новые для этой территории золотосеребряные (Пентиум-1 и -2) [4] и сереброрутные (Хачакчанско, Ночное) [3] месторождения (табл. 1). В рудно-магматических узлах, как правило, одна из рудных формаций (реже две и более) образует месторождение-лидер с крупными или уникальными ресурсами металла, остальные представлены средними и мелкими месторождениями. Анализ размещения крупных Ag-Pb и Au-Ag месторождений в геофизических полях позволил выделить изометричные (Западно-Верхоянская) и линейные (Томпо-Делининская) аномальные рудно-магматические зоны. Улахан-Чайдахскому узлу с крупным Ag-Pb месторождением Прогноз и многочисленными рутными проявлениями соответствует отдельно расположенная магнитная аномалия.

Западно-Верхоянская рудно-магматическая зона расположена в центральной части Приленского металлогенического пояса [11] (рис. 1). Вмещающие породы представлены шельфовыми обломочными отложениями карбона и перми, образующими простые крупные складки долготного простираания. В пределах зоны с севера на юг выделяется серия plutонов — Быйтахский, Хобояту-Эчийский, Кыгылтасский, Эндыбальский и Кис-Кюельский, эродированных в разной степени. Аркачанский и Сомолконский plutоны не вскрыты и установлены по геофизическим аномалиям [9].

В пределах гравитационной аномалии расположены все наиболее крупные рудные узлы Западного Верхоянья (рис. 2, А). Магнитные аномалии подчеркивают детали строения сложной поверхности невскрытого plutона. Слабые

1. Рудные формации и примеры месторождений Западного Верхоянья

Ряд золоторудных формаций		Ряд сереброрудных формаций	
Формация	Месторождение	Формация	Месторождение
Медно-молибденовая	Порфировое, Хобояту-Эчийское, Кыгылтасское	Золотосеребряная	Пентиум, Позолота, Чочимбальское, Трель, Снежинка, Дарпичан, Карандаш
Золотомедно-порфировая	Порфировое, Кысылтасское	Серебромедно-порфировая	Нижнеэндыйбальское
Золоторедкометалльная	Аркачанское, Порфировое	Серебросурьмяная	Мангазейское, Ночное, Холоднинское, Кимпиченское, Хачакчанское, Заря
Золото (мышьяково)-сульфидная	Гис-1, Чочимбальское	Серебросвинцовая	Прогноз, Мухалканское, Восточное, Вершинное, Наледное, Скалистое
Золотосульфидная	Чочимбальское, Аркачанское	Сереброполиметаллическая	Вертикальное
		Оловосеребряная	Вертикальное, Брамин, Кестелен

положительные и нулевые значения магнитного поля характеризуют выходы сульфидизированных и ороговиковых пород (см. рис. 2, Б). По перечисленным признакам Западно-Верхоянская зона может рассматриваться как единая сложная рудно-магматическая система с различными рудно-формационными типами месторождений благородных металлов.

Вокруг слабоэродированных интрузий (Быйтахская, Кысылтасская, Эндыбальская, Аркачанская и Сомолконская) установлено по несколько десятков рудопроявлений и месторождений, в т.ч. и крупных. С интрузиями пространственно связаны несколько типов благороднометалльной минерализации:

1. Рассеянная Au-As-Mo-Cu минерализация в магматических (месторождения Хобояту-Эчийское, Порфировое) и вмещающих ороговикованных осадочных породах (месторождения Кыгылтасское, Сомолконское). Для обширных ореолов ороговикованных и сульфидизированных пород отмечается зональное развитие минерализации. П.А.Трохачев (1934) установил следующую латеральную зональность в направлении от Хобояту-Эчийского массива: зона молибденита — зона пирротина — зона медно-мышьяковых жил (аркачанский тип) — зона полиметаллических жил (кыгылтасский тип). В рудах Имтанджинского месторождения наблюдается увеличение количества висмутина и арсенопирита. К югу от него в пластовых жилах исчезают пирротин и почти полностью арсенопирит, но увеличивается роль галенита. В Серджахском узле галенит начинает преобладать, в рудах увеличивается количество халькопирита, появляется черный сфалерит. Таким образом, по мере удаления от кровли plutона, наблюдается смена висмутин-арсенопиритовых руд галенит-сфалеритовыми с халькопиритом.

2. Секущие минерализованные зоны прожилков с телескопированным Au-Cu-Co-Bi-As оруднением (месторождения Аркачанское, Гис-1 и -2). Самородное золото ассоциирует с халькопиритом, висмутином, самородным висмутом и теллуридами висмута. Руды с кобальтсодержащим арсенопиритом характеризуются повышенной золотоносностью. Продуктивными на золото являются кварц-сiderит-арсенопиритовая и кварц-сiderит-халько-

пиритовая минеральные ассоциации. Часто арсенопирит и халькопирит кристаллизуются вместе. В верхних горизонтах месторождения сохранились реликты халькопиритовых и арсенопиритовых руд, но большая часть их окислена. Характерно отсутствие минералов олова. Уменьшение в прожилках количества халькопирита и арсенопирита, полная смена типа минерализации на сидерит-пиритовую приводят к уменьшению золотоносности руд.

3. Руды Au-Cu-порфировые представлены сульфидизированными песчаниками с рассеянной вкрапленностью пирита, черного сфалерита, пирротина и халькопирита в зоне экзоконтакта Кыгылтасского plutона. Большая часть рудного материала находится в рассеянном виде и различно ориентированных рудных прожилков. Содержание Au в сульфидизированных песчаниках до 1,12 и Ag до 21,86 г/т. По характеру распределения трещин с рудным выполнением выделяются участки штокверковой минерализации и протяженные пластины интенсивно пиритизированных песчаников. Общими особенностями руд являются: 1) стратиграфические уровни, к которым они приурочены: граница карбона и перми и средний карбон; 2) невысокие содержания металлов в руде, составляющие для Ag первые десятки граммов на тонну, для Au — десятые доли граммов на тонну; 3) большие объемы рудной массы; 4) внешние признаки, выраженные в необычной окраске пород: черные пленки оксидов марганца на рудах и породах, рыжий цвет гор из-за обилия окисленных сульфидов (пирит и пирротин); 5) сочетание больших объемов сульфидизированных пород и незначительных по масштабам рудных жил внутри них; 6) многочисленные рудные жилы за пределами контуров сульфидизированных песчаников; 7) в участках с интенсивными тектоническими дислокациями число рудных жил в сульфидизированных толщах увеличивается; 8) сульфиды характеризуются повышенной золото- и сереброносностью.

4. Комбинированные Au-Ag-Pb-Zn-As жилы (месторождение Чочимбальское) представлены сочетанием пластовых и секущих сульфидных жил в сводовых частях антиклиналей. Включают несколько подтипов, среди которых пирит-арсенопирит-галенитовый, англезит-церусситовый (галенитовый) и кварц-сiderит-галенит-сфалеритовый.

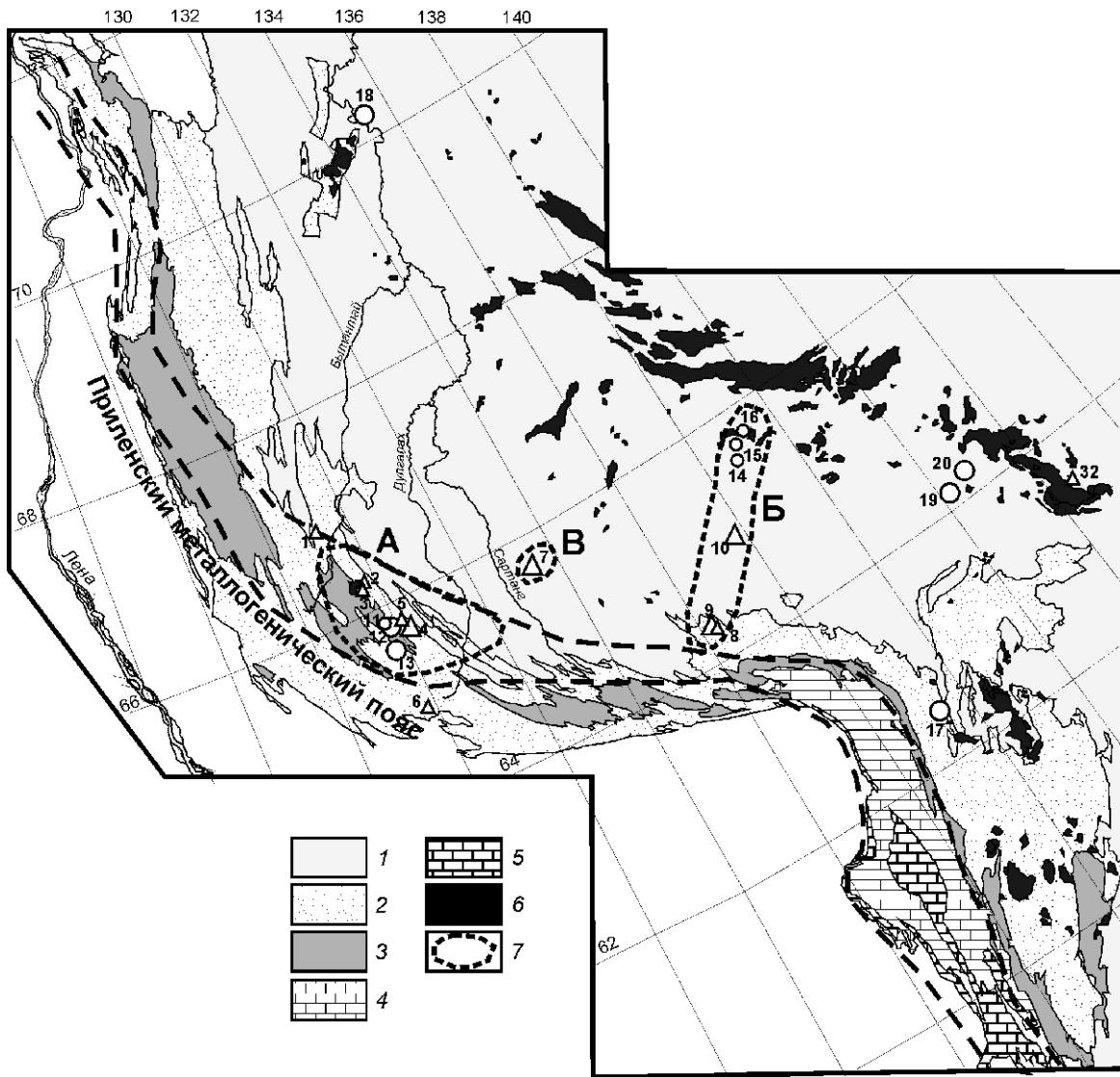


Рис. 1. Схема размещения крупных рудно-магматических систем с комплексным Ag-Pb и Au-Ag оруднением:

1 — триас—юра; 2 — пермь; 3 — карбон, 4 — кембрий—девон; 5 — протерозой; 6 — плутоны; 7 — рудно-магматические зоны: Западно-Верхоянская (А), Томпо-Делининская (Б); Улаан-Чайдакский рудно-магматический узел (В); месторождения: серебра (1 — Кимпиче, 2 — Бочийское, 3 — Имтанджинское, 4 — Мангазейское, 5 — Порфировое, 6 — Болбукское, 7 — Прогноз, 8 — Ночное, 9 — Хачакчанскоe, 10 — Заря), золота (11 — Чочимбальское, 12 — Кысылтасское, 13 — Аркачанскоe, 14 — Трель, 15 — Дарпирчан, 16 — Карандаш, 17 — Нежданинское, 18 — Кючуское, 19 — Бадранское, 20 — Сарылахское)

Протяженность жил от первых сотен метров до первых километров, мощность от 0,1 до 1 м. Пластовые жилы приурочены к зонам межпластовых срывов вдоль контактов пиритизированных алевролитов и песчаников (висячий бок) и массивных плотных серых среднезернистых песчаников (лежачий бок). Содержания полезных компонентов в песчанике с равномерной вкрапленностью пирита составляют: Au — 0,15 г/т, Ag — 5,2 г/т, а в динамометаморфизованном пиритизированном песчанике: Au — 2,8 г/т, Ag — 121,0 г/т. Средневзвешенное содержание Au по одной из жил 7,61 г/т, Ag — 53,2 г/т, Pb — 16,0%, Zn — 4,0%, Cu — 0,12%. Отмечаются линзы с галенит-фрейбергитовыми рудами, характеризующимися высокой сереброносностью. В результате окисления из золотосульфидных руд высвобождалось золото, образовавшее впоследствии россыпь руч. Чочимбал.

5. Руды Au-Ag-(Pb-Zn) месторождений Пентиум-1 и -2, Позолота и Верхнекызылтасское слагают секущие жилы в песчаниках на удалении 1,5—2,5 км от границы plutона. Рудные тела сложены галенитом, сфалеритом, буронитом, пиритом, арсенопиритом, тетраэдритом, Ag-тетраэдритом, фрейбергитом, пиаргиритом, ковеллином, самородным золотом [4]. Средние содержания в руде составляют: Au — 3,06 г/т, Ag — 575,5 г/т, Pb — 11,5%, Zn — 8,32%. Максимальное содержание Au — 80,5 г/т. По содержанию главных полезных компонентов руды являются золотосеребряными свинец- и цинксодержащими. В жилах установлено несколько разновидностей золотосодержащих руд: 1) рассеянное мелкое золото (не более 0,2 мм) в мелкозернистом кварце; 2) интерстиционное золото (0,5—2 мм) в массивном крупнозернистом кварце; 3) объемные самородки золота в друзах кварца размером от 2 до

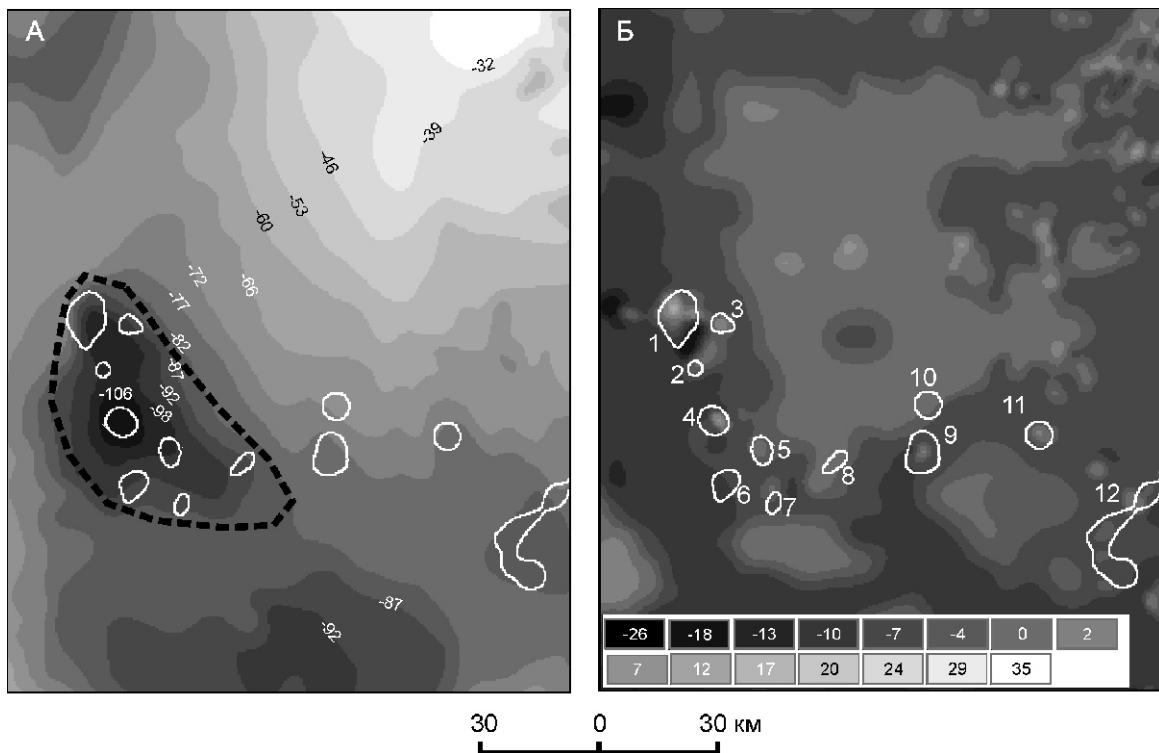


Рис. 2. Западно-Верхоянская рудно-магматическая зона и Улахан-Чайдахский рудно-магматический узел в геофизических аномалиях [9]. Масштаб 1:3 000 000:

А — гравитационные аномалии, усл. ед., Б — магнитные аномалии, нТл; рудные узлы: 1 — Хобояту-Эчийский, 2 — Серджахский, 3 — Чергинский, 4 — Кыгылтасский, 5 — Эндыбальский, 6 — Аркачанский, 7 — Кыс-Кюельский, 8 — Сомолконский, 9 — Аномальный, 10 — Арангасский, 11 — Улахан-Чайдахский; 12 — Дербеке-Нельгесинская зона

8 мм; 4) вкрапленное и пленочное золото в сфалерите и на границе зерен кварца; 5) трещинное золото размером 1—5 мм в местах скопления блёклых руд.

6. Месторождения Ag-Cu-порфировые (Нижнеэндыбальское, Восточное) представлены интенсивно карбонатизированными и сульфидизированными песчаниками над кровлей и на флангах Эндыбальской интрузии. Терригенные породы кыгылтасской свиты, слагающие месторождения, характеризуются повышенными концентрациями Ag, Cu, Pb и Zn (табл. 2).

Рудные тела имеют форму сложных штокверков мощностью от 2,5 до 24,7 м и длиной от 120 до 500 м. В отдельных интервалах отмечается повышенное содержание Au до 0,57 г/т. Содержание Ag — 489,0 г/т, Pb — 1,33%, Zn — 1,18%, Cu — до 1%. Углы падения рудных тел от 5 до 35°, азимут 65—110°. Отмечаются также и секущие крутопадающие зоны. Наиболее значимыми факторами литологического и структурного контроля серебряного оруденения месторождения являются следующие: 1) рассеянное оруденение сосредоточено в основном в мелкозернистых тонкослоистых песчаниках комковатой текстуры; 2) в последовательности образования рудовмещающих структур четко просматриваются более ранние сдвиги и приуроченные к их флангам надвиги и пологие сбросы; 3) наиболее богатые жилы приурочены к контакту мелкозернистых тонкослоистых и массивных среднезернистых песчаников. Вдоль этого контакта отмечается послойный срыв, включающий разноориентированные надвиговые деформации, образующие структуру «дуплекс» и различные комбинации сбросов и сдвигов; 4) рудная минерализа-

ция висячего бока надвига выполняет трещины скола, которые сформировались под влиянием деформаций различной кинематики: сдвиговой, сбросовой и надвиговой. По отношению к вмещающим породам это согласные и под различными углами секущие трещины с рудным выполнением; 5) лежачий бок надвига характеризуется меньшим разнообразием ориентировки трещин с рудным выполнением. В основном это трещины поднадвигового кливажа, у которых угол падения меняется от крутого 75—80° до пологого 15—25°. Наибольшие содержания серебра отмечены в пласте среднезернистых песчаников. Трещины с рудным выполнением разноориентированы, что обусловлено и физическими свойствами вмещающих пород и кинематическими особенностями висячего бока надвига.

7. Серебросурьмяная формация (месторождение Мангазейское) представлена межпластовыми крутопадающими (40—80°) жильными телами, невыдержаными по падению и простиранию, с раздувами и пережимами, выклинивающимися или разветвляющимися на серии сближенных прожилков. Мощность рудных тел колеблется от десятков сантиметров до 2—2,5 м в раздувах, длина изменяется от первых метров и десятков метров до 700—1000 м. Устанавливается отчетливый стратиграфический контроль размещения рудных тел. Все они расположены в отложениях верхнего карбона и низов нижней перми и неизвестны в более молодых отложениях. При этом на нижнем стратиграфическом уровне представлены только секущие рудные тела, которые выше по разрезу сменяются рудными залежами, согласными с напластованием вмещающих горных пород. В рудах установлены следующие минералы:

2. Концентрации металлов в терригенных породах кыргылтасской свиты

Порода	Число определений	Ag, г/т	Cu, г/т	Pb, %	Zn, %
Черный алевролит	353	6,265	0,007	0,049	0,073
Темно-серые алевропесчаники	222	4,504	0,006	0,028	0,051
Песчаник					
тонкозернистый	195	9,275	0,0032	0,122	0,082
мелкозернистый	358	16,30	0,010	0,080	0,101
среднезернистый	254	28,62	0,017	0,046	0,075
крупнозернистый	56	16,76	0,005	0,027	0,062
грубозернистый	81	65,26	0,0015	0,033	0,040

самородные (серебро, анимикит, алларгентум, золото, сурьма, медь), сульфиды (акантит, Pb- и Cu-акантит, Ag-Cu сульфиды ряда Ag_2S — Cu_2S , галенит, сфалерит, халькопирит, стannин, пирит, арсенопирит, висмутин, антимонит), сульфосоли (блёклые руды, пиаргирит, миаргирит, диафорит, овикинит, полибазит, стефанит, кан菲尔лит, фрейеслебенит, геокронит, буронит, буланжерит, густавит, Ag-Bi-сульфотеллурид). Содержание Ag в рудах от 500 до 2500 г/т.

8. Руды Ag-Pb формации (месторождения Прогноз, Мухалканское) наиболее распространены в серебряных месторождениях Западного Верхоянья. Они включают несколько минеральных типов, характеризующихся различной сереброносностью руд. Ранняя сульфидно-тетраэдритовая минеральная ассоциация наблюдается преимущественно в рудах галенит-сфалеритового состава с коричневым сфалеритом до 3—5%. Количество тетраэдрита в этих рудах изменяется в широких пределах, а его сереброносность достаточно низкая. Этую ассоциацию сменяет галенит-марматит-тетраэдритовая с сульфосолями серебра, мелким игольчатым арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом, Ag-тетраэдритом и пиаргиритом. В сфалерите наблюдаются многочисленные каплевидные включения халькопирита, станина, галенита и пиаргирита. Следующая галенит-фрейбергитовая минеральная ассоциация характеризуется широким развитием галенита и фрейбергита, содержание которого и определяет сереброносность руд. Несколько реже в этих рудах отмечаются овикинит и буланжерит. В некоторых участках рудных тел такая ассоциация сменяется галенит-акантитовой, в которой практически отсутствуют серебросурьмяные сульфосоли.

9. Сереброполиметаллическая формация (месторождение Вертикальное) представлена кругопадающими секущими минерализованными зонами дробления северо-западного простириания, расположеными в песчаниках верхнего карбона. Средняя мощность жил 1,03 м, протяженность от 200 м до 2 км. Содержание в руде Ag составляет 1239,0 г/т, Au — 0,62 г/т, Pb — 6,0%, Zn — 5,5%. Секущие жилы имеют ответвления в зону субсогласных минерализованных брекчий с высокими содержаниями Ag (3118,3—3242,1 г/т) и Au (0,46—1,52 г/т). Пластовые серебро-полиметаллические жилы контролируются межпластовыми срывами вдоль кон-

такта средне- и мелкозернистых песчаников. По минеральному составу выделяются две продуктивные стадии оруденения: сульфидно-сiderитовая и сульфидно-кварцевая. Минеральные парагенезисы второй стадии цементируют обломки, сульфидно-кварцевого парагенезиса и несут наиболее высокие концентрации серебра.

До сих пор терригенные породы Западного Верхоянья не рассматривались как потенциальный источник рудного материала, из которого могли сформироваться богатые рудные жилы. Ранее отмечалось, что вмещающие породы Нюектаминского рудного узла интенсивно пиритизированы, а сульфиды характеризуются повышенной золото- и сереброносностью [6]. Изучение Ag-Cu-порфировых руд Нижнеэндышбальского месторождения показало, что многие пластины песчаника интенсивно сульфидизированы (рис. 3, А), что обуславливает повышенные содержания в них Ag, Pb, Zn и Cu.

Внешний обликrudовмещающих пород свидетельствует об их активном участии в формировании рудных концентраций. На процессы ремобилизации рудного и жильного (карбонатного и кварцевого) материала из осадочных пород указывают многочисленные сутуровые (см. рис. 3, Б) и стилолитовые (см. рис. 3, В) швы в песчаниках, представленные сильно извилистыми, часто зазубренными зонами растворения и выполненные глинисто-углистым, реже рудным, веществом. Стилолиты формируются параллельно слоистости при постдиагенетическом уплотнении пород или под большими углами к слоистости при складкообразовании. В участках интенсивного стилолитообразования отмечаются многочисленные кварцевые и карбонатные прожилки, которые сопровождаются участками осветленных песчаников (см. рис. 3, Г).

В разрезе Нижнеэндышбальского месторождения стилолиты образовывались в различных типах песчаников, в разной степени насыщенных сульфидами. Стилолитовые швы представлены неровными рельефными поверхностями, вдоль которых скапливается слаборастворимый материал обычно черного цвета. Наличие стилолитов в песчаниках указывает на присутствие в них легкорастворимого, предположительно карбонатного материала. Сами стилолиты различаются по характеру среди их образования. Это относится к наличию или отсутствию во вмещающих породах рассеянной рудной вкрапленности и количеству

карбонатного материала в цементе песчаника. По перечисленным признакам можно выделить следующие типы стилолитовых швов: 1) в песчаниках с последующим отгоном карбоната в другие пласти; 2) в сульфидно-карбонатных пластовых прожилках, где наблюдается экранирующая роль стилолитовых швов и на их границах группируются рудные минералы; 3) взломанные карбонатными прожилками и представляющие собой ленты и линзы черного углистого материала.

Вблизи стилолитовых швов наблюдается повышенная концентрация сульфидов, преимущественно пирита и халькопирита. В них установлены кюстеллит, электрум и самородное золото (табл. 3, рис. 3, Д). В Западном Верхоянье ассоциация золота с халькопиритом и пиритом характерна для золото-медно-редкометалльных руд (Аркачанско месторождение) [6]. Спорадическое появление золота свидетельствует о необходимости изучения характера его распределения вблизи и внутри многочисленных стилолитовых швов, где оно может концентрироваться вместе со слаборастворимым битуминозным материалом. Таким образом, сонахождение стилолитов и рудных жил может указывать на ремобилизацию рудного материала из осадочных пород.

3. Химический состав разновидностей самородного золота Нижнеэндыбальского месторождения

Точка	Ag	Au	Сумма
1	58,16	46,59	104,76
2	75,66	26,33	101,99
3	20,71	79,29	100,00
4	24,24	75,76	100,00
5	23,07	76,93	100,00
6	22,31	77,69	100,00
7	23,02	76,98	100,00
8	33,71	66,29	100,00

Томпо-Делиньинская рудно-магматическая зона приурочена к одноименному долгоживущему глубинному разлому северо-восточного простириания, выделяющемуся по комплексу геолого-геофизических признаков. Его юго-западный фланг «купируется» в Среднетомпонское по-перечное поднятие, сложенное терригенными отложениями перми и триаса, и характеризуется градиентной гравитационной ступенью интенсивностью от 26 до 44 мгл с глубиной залегания фундамента 10—14 км (А.А.Николаевский, 1968; В.А.Намолов, 1983). К северо-востоку гравитационное поле характеризуется значениями от 86 до 100 мгл, что отражает погружение фундамента и увеличение мощности терригенного чехла на 4—6 км. Региональное магнитное поле на юго-западном фланге характеризуется значениями от 0 до 10 нТл, к северо-востоку — от 0 до 15 нТл. На этом фоне зона Томпо-Делиньинского разлома трассируется высококонтрастными локальными положительными магнитными аномалиями интенсивностью от 140 до 300 нТл. Наиболее контрастные магнитные аномалии юго-западного фланга (рис. 4) вызваны глубин-

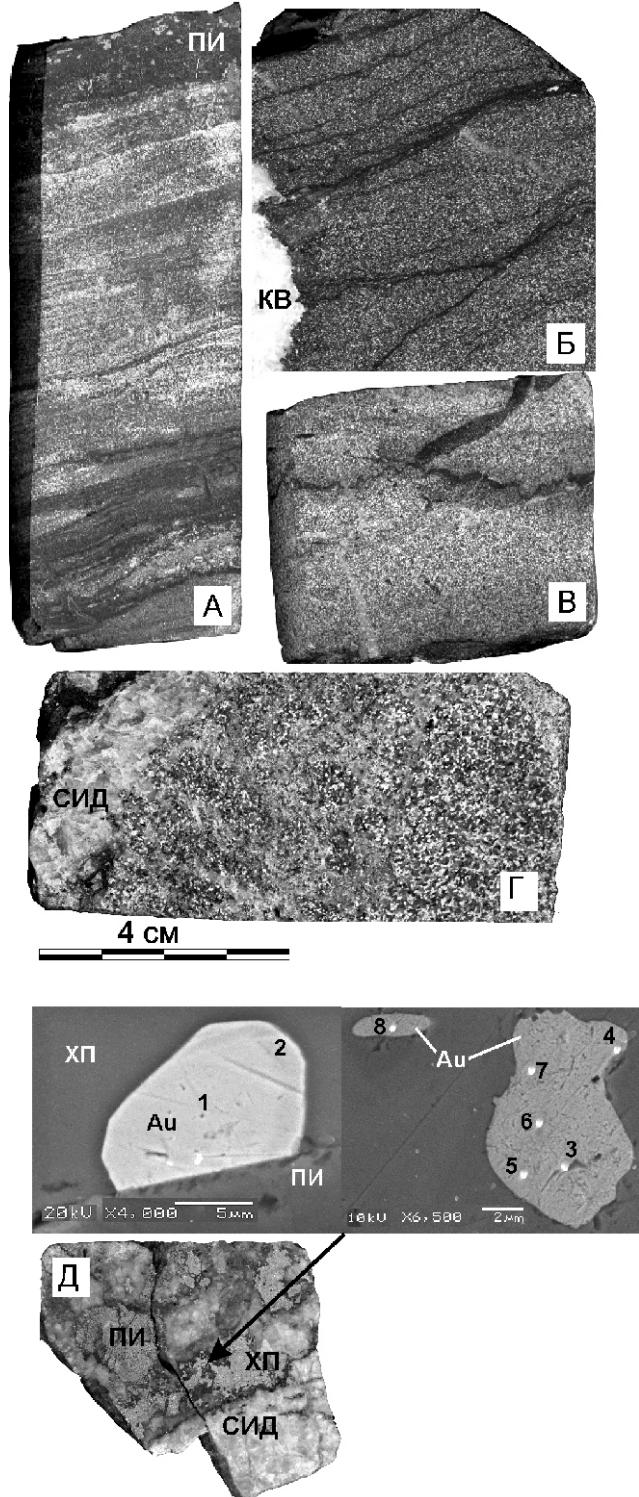


Рис. 3. Разновидности измененных песчаников Мангазейского месторождения:

песчаник: А — мелкозернистый тонкослоистый с линзами, лентами и вкрапленностью тонкозернистого пирита; Б — среднезернистый с сутуровыми швами (черное); В — среднезернистый со стилолитовым швом (черное); Г — крупнозернистый с осветленными в результате растворения и перегруппировок карбонатного материала в прожилок участками; Д — стилолитовый шов экранирует сидерит-пирит-халькопиритовую с золотом минерализацию; съемка золота проводилась на микроскопе Jeol JSM-6480 LV, аналитики А.В.Попов, С.К.Попова; цифры на снимках соответствуют номеру точки в табл. 3; ПИ — пирит, ХП — халькопирит, Au — золото, КВ — кварц, СИД — сидерит

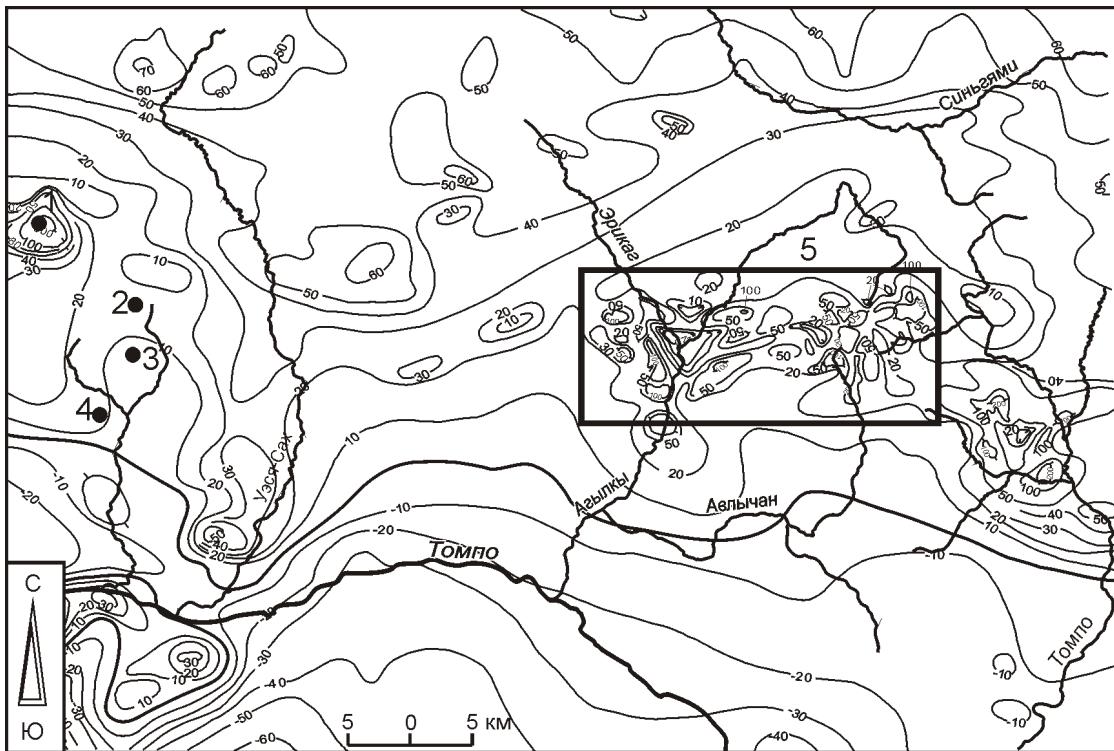


Рис. 4. Карта аномалий магнитного поля юго-западной части Томпо-Делининской рудно-магматической зоны:

месторождения серебра: 1 — Брамин, 2 — Хачакчанское, 3 — Ночное, 4 — Холоднинское. 5 — Ағылкинская перспективная аномалия

ными магнитовозмущающими объектами типа гранитоидных массивов с обогащенной магнитным материалом апикальной частью и менее интенсивными аномалиями от 50 до 100 нТл, вызванными дайками лампрофиров (Г.А.Лисник, 1984).

Рудоконтролирующие — складчатые структуры, а рудовмещающие — разрывные нарушения. Складчатыми структурами, определяющими размещение рудно-магматических узлов, являются антиклинали, особенно их присводовые части. Так, проявления Холоднинское, Ночное, Хачакчанское, Брамин находятся в присводовой части Аллара-Сахской антиклинали; проявление Скалистое приурочено к своду Южно-Нымнинской антиклинали; проявления Заря и Кестелен — Хатарынинской; Наледное — Селериканской. Чаще всего это коробчатые структуры со сводом, осложненным складками более высоких порядков. Причем, возраст пород, слагающих ядра складок, существенной роли не играет.

Рудоподводящими являются протяженные (от десятков до первых сотен километров) разрывные нарушения Яно-Адычанской системы с правосдвиговой составляющей. В плане эти сдвиги с амплитудой от первых десятков метров до 5—8 км имеют извилистую конфигурацию. Зоны основных сдвигов в местах преломления, особенно на участках их сближенного расположения, оперяются множеством мелких малоамплитудных, сколовых разрывов. Такие сколы резко «затухают» в полях развития хрупких песчаниковых толщ или при их переслаивании с пластами алевролитов подчиненной мощности. В случае, когда контрастная толща перекрывает существенной по мощности алевропелитовой толщей, как то отложения лекеерской свиты нижнего триаса, антикчанской свиты верхнего триаса или икиринской свиты нижней юры, пучки сколов

образуют структуры «конского хвоста», которые и соответствуют рудовмещающим.

Внутри Томпо-Делининской рудно-магматической зоны отмечается смена рудных формаций от золотосеребросульфидной на северо-восточном фланге через серебросульфосольно-сульфидную формацию в центральной ее части до кварц-кассiterитовой и сереброртутной на юго-западе:

1. В оловосеребряных месторождениях (Брамин, Кестелен, Заря, Восточное) руды сложены ранними касситерит-кварцевыми жилами, на которые наложены продуктивные кварц-сульфосольно-антимонитовые руды, цементирующие катаклизированные агрегаты касситерит-кварцевых прожилков с кварцем, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, буланжеритом, буронитом, антимонитом, бертьеритом, пиаргиритом, самородным серебром и золотом.

2. Сереброртутные месторождения (Ночное, Хачакчанское) приурочены к зонам дробления с обильными глинами трения и зеркалами скольжения, пронизанными прожилками кварц-карбонатного состава. Количество жильного материала в них составляет в среднем 10—20%, иногда достигая 50—70%. Для карбонатов характерен сидерит и мангансидерит. В редких случаях жилы полностью состоят из кварца или галенита. Рудные минералы представлены галенитом, буланжеритом, джемсонитом, сульфосолями серебра, блёклыми рудами, аргентитом, самородным серебром. В галените отмечаются гнезда и примазки киновари. Месторождения уникальны присутствием в рудах амальгам серебра — конгсбергит, аркверит, бордозит.

3. Серебросульфосольная формация (месторождение Заря) характеризуется минерализованными зонами дробления мангансидерит-галенитового состава с содержания-

ми Ag от 2 до 6 кг/т, которые приурочены к крутопадающим или субвертикальным системам разрывных нарушений, включающим 2—3 сближенных рудных тела, сложенных брекчированными породами, иногда с пестрыми тектоническими глинками мощностью от первых сантиметров до нескольких метров (в среднем около 1 м). Обломки пород обычно окваркованы и сцементированы или пронизаны прожилками мангансидерита в ассоциации с галенитом, количество которого не превышает 1—3%. Контакты с вмещающими породами обычно тектонические, представленные зеркалами скольжения. Обломки пород сцементированы мангансидеритом с вкрапленниками галенита. Среднее содержание в зонах дробления Ag 696,0 г/т, а в зонах прожилкования Ag 137,2 г/т.

4. Золотосеребряная формация (месторождения Трель, Снежинка, Дарпичан, Карапандаш) наиболее распространена в пределах Дарпирского рудно-рассыпного узла (Ю.И.Сенотрусов, 2000). Для месторождений характерно наложение сереброносных минеральных ассоциаций, типичных для Томпо-Делининской рудно-магматической зоны, на минеральные ассоциации Адыча-Тарынской золотоносной зоны. Сереброносные парагенезисы представлены галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом; золотоносные — кварцем, блёклой рудой, антимонитом, арсенопиритом, пиритом, самородными сурьмой и золотом.

В пределах Томпо-Делининской рудно-магматической зоны породы верхоянского терригенного комплекса не отличаются литологическим разнообразием и представлены песчаниками, алевролитами и их переходными разностями. Поисковые работы на Аллара-Сахском рудном поле, проведенные в 1994 г. под руководством А.Е.Окунева и В.В.Мехонюшина показали наличие горизонтов с аномально-высокими содержаниями Ag (до 30 г/т) и Au (до 0,2 г/т), приуроченных к теберденской, дадойской и опуонской свитам верхней перми. Благодаря контрастности физико-механических свойств пород комплекса происходит локализация оруденения в более компетентных пластах и пачках различных стратиграфических уровней от верхней перми до верхнего триаса:

1. Нижнетеберденская подсвита верхней перми алевролит-песчаникового состава, перекрываемая существенно алевролитовой толщей средней подсвиты, содержит повышенные концентрации Pb и Ag при максимально высоком коэффициенте вариации для Ag (V 99%). Вмешает рудопроявление Холоднинское.

2. Дадайская свита верхней перми существенно песчаникового состава, перекрываемая алевролитами нижнеопуонской подсвиты, в целом имея дефицит рудогенных элементов, характеризуется единичными уровнями с аномальными содержаниями Ag, Co, Pb, As, Mn, Sn, Cr, Hg. К свите приурочено месторождение Ночное.

3. Опуонская свита, заключая разрез верхней перми и перекрываясь существенно более пелитовой толщей нижнего триаса, характеризуется избытком Mn и Hg, региональный кларк концентрации (ККр) которых равен, соответственно 1,75 и 19,2, причем, концентрации ртути настолько высоки, что создают геохимическую аномалию по всему разрезу свиты, при аномально неравномерном распределении (V 76). Отдельные уровни характеризуются избытком Co, Mo, Mn, Ag, Sn, Cu, Zn, Pb. В нижнеопуонской подсвите, начиная со средней части и далее вверх по разрезу, среди алевролитов присутствуют отдельные уровни, в которых содержания Ag от 0,2 г/т до 30 г/т. В преде-

лах отложений свиты расположено месторождение Хачакчан.

4. Антыкчанская свита позднетриасового возраста (T_3an) отличается от подстилающих и перекрывающих ее отложений более тонкозернистым составом песчаников и большим числом пластов алевролитов (Г.В.Денисов, 1995) и является прекрасным литологическим экраном, под которым и внутри которого локализуется свинцово-серебряное оруденение. В отложениях этой свиты по сравнению с региональным фоном (А.В.Кокин, 1985) установлен избыточный уровень накопления Pb, As, Sb (кларк концентрации Кк 1,5), Bi, Cu, Zn (Кк 2,5), Hg (Кк 5). В отложениях свиты локализованы свинцово-серебряные проявления Заря и Наледное, свинцово-сурьмяное — Кестелен, множество пунктов серебряной минерализации.

5. Северская свита, завершающая разрез триаса, — самая «грубая» толща в рассматриваемом разрезе, и перекрывается алевропесчаниковой толщей нижней юры. Отложения свиты характеризуются интенсивной дифференцированностью Mn (V 72—130), Ag (V 74—242), Mo (V 330). Содержания Ag, Pb и Mn имеют максимальные значения в песчаниках, а в пачках флишоидного переслаивания в средней части свиты содержания Au 0,000001%, Zn — 0,02%, Ag — 0,0002%. Повышенные содержания золота характерны для 107-метровой пачки песчаников в верхней части свиты. Конгломераты так же характеризуются повышенными содержаниями Ag (Г.В.Денисов, 1995; Н.К.Винокуров, 1995). В отложениях свиты расположены рудопроявления серебра Вершинное и Восточное.

Улахан-Чайдахский рудно-магматический узел расположен в восточной части Сартанского синклиниория, на участке пересечения продольного Аллах-Нельгесинского разлома поперечными разрывами Среднесартанской зоны и проявлен одним крупным серебросвинцовым месторождением Прогноз. Месторождение приурочено к своду Арангасской антиклинали, сложенной песчаниками среднего триаса. По данным гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 (А.М.Андрусенко, 1971), месторождение расположено в северо-западной части надинтрузивной зоны крупного (40—25 км) невскрытого гранодиоритового массива с глубиной залегания около 2 км. Участку соответствует магнитная аномалия, в контуре которой установлено поле слабо ороговикованных пород, а рудные тела месторождения локализуются в провисшей кровле невскрытого интрузива. Основные рудовмещающие зоны месторождения расположены на периферии овальных апикальных выступов кровли между слабыми положительными гравитационными аномалиями, которые интерпретируются как поля карбонатизации вмещающих пород [2].

Месторождение включает несколько рудных зон, из которых наибольший интерес представляет рудная зона Главная, протягивающаяся от его западного до восточного флангов. Простижение зоны 90—100 с вариациями от 40 до 120°, падение 70—80° на юг со сменой на обратные углы падения на восточном фланге. По материалам Н.П.Задорожного и др. (2000), рудная зона является секущей по отношению к вмещающим песчанистым толщам ладинского яруса и к складчатым структурам. Рудовмещающая структура представляет собой серию эшелонированных кулис, соединяющихся зонами раздвигов, которые обеспечивают ее целостность на большом протяжении. Осевые линии кулис имеют протяженность 270—950 м. Их простижение совпадает с генеральным направлением

рудной зоны, а на их окончаниях образуются структуры «конского хвоста». Протяженность раздигов, соединяющих кулисы, 100—150 м и ориентированы они по азимутам 40—50° и 60—80°. Мощность рудной зоны 0,2—17,0 м, средняя 2,8 м. Содержания: Ag 10—10 155,2 г/т, среднее 930 г/т; Pb 0,01—33,59%, среднее 3,3%; Zn 0,01—4,2%, среднее 0,68%; Cu 0,11%; Bi 0,022%; As 0,11%; Sn сотые доли процента; Cd 0,005%; Sb 0,09%. Максимальные содержания Ag 3055—27 755 г/т отмечены на участках развития наиболее поздних серебросульфосольных парагенезисов. Содержание серебра в таких участках выше среднего по месторождению от 3—4 до 14—30 раз [5].

На основании изложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Крупные рудно-магматические системы образуются в результате вовлечения в рудообразующий процесс рассеянной минерализации осадочных пород и рудной минерализации, привносимой внедряющимися интрузивами. Динамометаморфизм, признаком которого являются многочисленные стилолитовые швы, привел к дополнительной перегруппировке рассеянного в осадочных породах рудного материала в компактные жилы.

2. Сереброрудные рудно-магматические системы Верхоянской складчатой области выделяются по комплексу геолого-геофизических признаков. Рудно-магматические зоны с крупными месторождениями серебра представлены слабоэродированными изометрическими и линейными рудными зонами с закономерно расположенными в их контурах рядами рудных формаций, характеризующих вертикальную и латеральную зональность; узлы расположены вне рудных зон и представлены единичными крупными месторождениями.

3. Выявление новых перспективных рудно-магматических систем связано с ГИС-анализом территории Западного Верхоянья. Наибольший успех может ожидаться от компоновки единий проект данных геофизических, магма-

тических, рудно-формационных и россыпных слоев и их последующее сопоставление с материалами дистанционного зондирования Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахарев А.Г., Аллатов В.В., Зайцев А.И. Геолого-генетическая модель Нежданинской золотоносной рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 3—7.
2. Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С. и др. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-geoхимические особенности и генезис // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 440—458.
3. Денисов Г.В., Засимов М.Г., Окунев А.Е. Геологическое строение и сереброносность Томпо-Делининской металлогенической зоны / Серебряное оруденение Якутии. —Якутск, 1999. С. 28—35.
4. Костин А.В. Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 62—67.
5. Костин А.В. Месторождения серебра / Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии. —Якутск, 2002. С. 5—38.
6. Костин А.В. Формации благородных металлов Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 29—34.
7. Костин А.В., Гольцова А.С., Лысенко М.С., Труфакина Т.В. Прогнозирование благороднометалльных рудных узлов Западного Верхоянья (Восточная Якутия) с использованием ГИС // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 5. С. 62—72.
8. Костин А.В., Лысенко М.С. Геологическая модель рудного узла как основа для создания прогнозно-металлогенических ГИС (на примере Нюектаминского рудного узла, Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 29—32.
9. Прокопьев В.С., Урзов А.С. Геофизическая схема масштаба 1:1 500 000. Геологическая карта Якутии. Западно-Верхоянский блок. Масштаб 1:500 000. —С.-Пб., 1999.
10. Пушкиарь Н.Н. Геофизическая схема масштаба 1:1 500 000. Геологическая карта Якутии. Южно-Верхоянский блок. Масштаб 1:500 000. —С.-Пб., 1995.
11. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 550.93:552.4(571.5)

Коллектив авторов, 2007

Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные

А.В.ПРОКОПЬЕВ (ИГАБМ СО РАН), Х.ТОРО (Университет Западной Вирджинии), А.П.СМЕЛОВ (ИГАБМ СО РАН), Э.Л.МИЛЛЕР (Стэнфордский университет), Дж.ВУДЕН (Геологическая служба США), С.А.ГРАХАНОВ (ОАО «Нижне-Ленское»), О.Б.ОЛЕЙНИКОВ (ИГАБМ СО РАН)

Усть-Ленский метаморфический комплекс расположен в дельте р.Лена — о.Сардах (рис. 1). Он приурочен к одиночному выступу кристаллического фундамента Сибирской платформы [2, 7], выделяемому по геофизическим

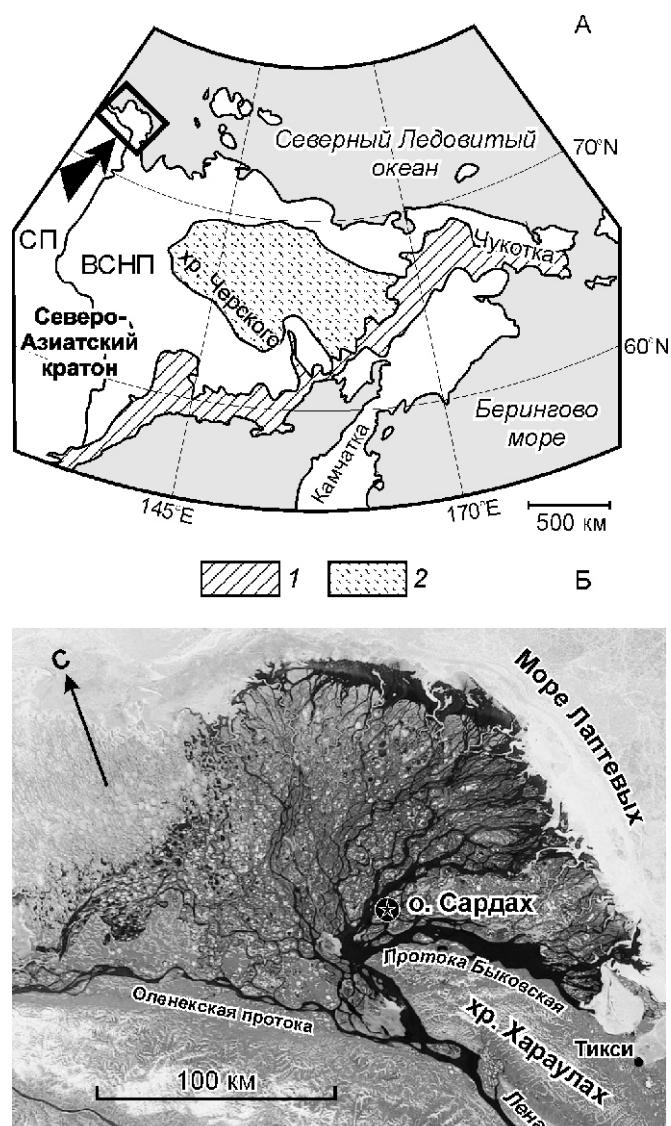


Рис. 1. Схема расположения пород метаморфического комплекса (А) на о.Сардах в дельте р.Лена (Б). Космический снимок заимствован с сайта <http://earth.esa.int/earthimages/>:

местоположение района исследований: 1 — Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс; 2 — Колымо-Омолонский микроконтинент; СП — Сибирская платформа; ВСНП — Верхоянский складчато-надвиговый пояс

данным — интенсивному гравитационному максимуму [3, 4, 8]. В районе о.Сардах этот выступ перекрыт лишь неогеновыми [14] и четвертичными отложениями [2]. В тектоническом плане он локализован в области коленообразного перегиба фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса, в зоне сочленения Оленёкского и Западно-Верхоянского секторов [10], и показан на многих крупномасштабных геологических и тектонических картах [2, 5, 6, 7]. Структурное положение выступа не ясно: он может являться или поднятием кристаллического фундамента, аналогичным расположенным южнее в пределах Сибирской платформы Оленёкскому, Джарджанскому и Нижнеленскому [9, 11], или быть экстремированным в процессе позднемезозойского надвигообразования во фронтальной части складчато-надвигового пояса. Метаморфические породы присутствуют как в плиоценовых конгломератах, так и в бичевнике и на водораздельной части о.Сардах и представлены неокатанными глыбами размером до 1,5—2,5 м двупироксеновых и биотитовых гнейсов, амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов и катализированных гранитогнейсов, а также гранатовых гнейсов предположительно архей-раннепротерозойского возраста (рис. 2) [14]. Задачей исследований являлось определение петрографических особенностей и изотопного возраста пород, вскрытых на о.Сардах.

Исследованные авторами породы представлены двумя разновидностями: 1) милонитизированные граниты (обр. S-1) — мелкозернистая, тонкосланцеватая порода розового цвета, сложенная кварцем, микроклином и плагиоклазом с редкими гломеробластическими выделениями хлорита, возможно по биотиту. В плагиоклазе наблюдаются



Рис. 2. Неокатанные глыбы докембрийских пород, вскрытых на о.Сардах. Фото С.А.Граханова

мирмекиты. Сланцеватость обусловлена ориентированной мелкозернистого гранулированного кварца. Порфироклассы представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. По химическому составу породы соответствуют гранитам нормального ряда (массовое содержание в %): SiO_2 — 72,68; TiO_2 — 0,24; Al_2O_3 — 13,45; Fe_2O_3 — 0,95; FeO — 1,11; MnO — 0,0; MgO — 0,22; CaO — 0,95; Na_2O — 3,33; K_2O — 5,74; H_2O — 0,16; H_2O — 0,28; LOI — 0,35; P_2O_5 — 0,38; сумма — 99,68; 2) роговообманковый гиперстеновый гнейс (обр. S-2) — порода с гранобластовой, местами вторично рассланцованной (blastez) структурой, представленная роговой обманкой коричневого цвета, иногда замещенной лучистым зеленым амфиболом, гиперстеном, замещенным хлоритом, плагиоклазом, и калиевыми полевыми шпатами (ортоклазом, иногда микроклином). Из акессорных минералов встречаются апатит, циркон и рудные. Степень метаморфизма — гранулитовая фация. По химическому составу роговообманково-гиперстеновый гнейс соответствует гранодиоритам (массовое содержание в %): SiO_2 — 65,59; TiO_2 — 0,66; Al_2O_3 — 14,67; Fe_2O_3 — 2,06; FeO — 3,92; MnO — 0,0; MgO — 1,03; CaO — 4,17; Na_2O — 3,19; K_2O — 3,39; H_2O — 0,14; H_2O — 0,57, LOI — 0,27; P_2O_5 — 0,13; сумма — 99,66.

Из гнейсов (обр. S-2) была выделена популяция цирконов, в которой 13 зерен были продатированы U-Pb методом на ионном зонде SHRIMP-RG в Открытой изотопно-геохронологической лаборатории Стенфордского университета и Геологической службы США.

Зерна циркона темно-коричневого цвета, длиной до 200 и шириной до 150 мкм, при среднем коэффициенте удлинения 1,5—2,0, иногда изометричные. По геотермометрической шкале Ж.Пюпина [16] отвечают морфотипу D, реже подтипу P₄ и P₅. На катодолюминесцентном изображении (рис. 3) практически не наблюдается эвгедральной зональности и внутренней структуры ядер кристаллов, что позволяет отнести исследованные зерна к метамиктным разновидностям циркона. Содержание U в зернах циркона изменяется от 207 до 1158 мкг/г, содержание Th 332—1783 мкг/г, Th/U 0,78—1,66 (см. таблицу). По морфологическому облику цирконы соответствуют магматическим, формировавшимся в высокотемпературном магматическом расплаве с высоким индексом агпайнности. Соотношение урана и тория также подтверждает их первично магматическое происхождение. Пропорция обычного ^{206}Pb для пяти конкордантных значений (S2-5R, 3R, 12C, 8R, 10C) составляет 0,16—0,41%. Для трех анализов (S2-6C, 11C, 2R) она колеблется от 0,84 до 1,18%. Для S2-7 эта пропорция достигает 24,54%. В двух анализах (S2-9C, 1R) содержание U более 1000 мкг/г и пропорция обычного ^{206}Pb 6,05 и 8,53, и для двух анализов S2-4R и S2A-1 — 2,98 и 5,78%, соответственно. Последние пять анализов имеют и более молодой чем у основной группы U-Pb возраст (см. таблицу), что связано, вероятно, с потерями радиогенного свинца.

Результаты изотопно-геохимического датирования приведены в таблице, а на диаграмме (рис. 4.) точки изотопного состава исследованного циркона расположены на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1910 5 млн. лет, а нижнее — 156 17 млн. лет (СКВО 1,2). Учитывая приведенное предположение о первично магматическом происхождении циркона, значение возраста, полученное по верхнему пересечению дискордии с конкордией, можно интерпретировать как

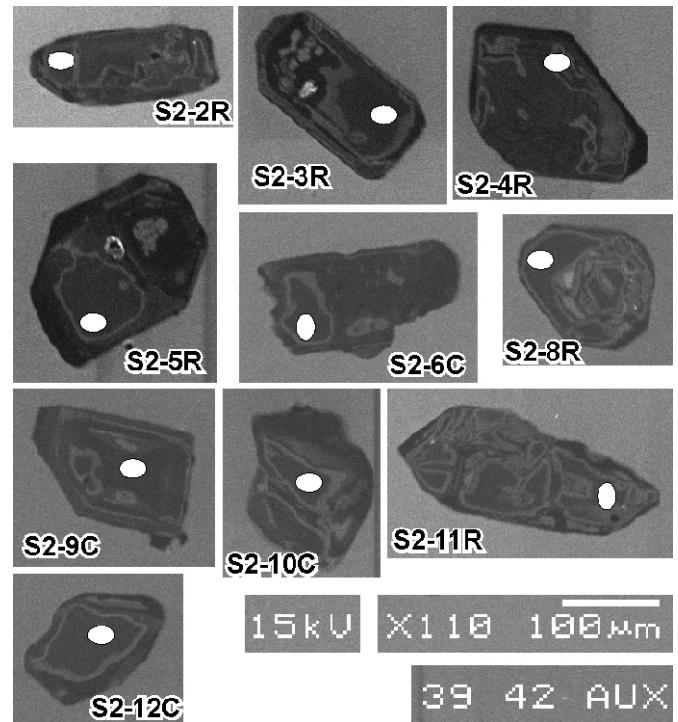


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения датированных зерен циркона из образца S-2:

эллипсы на кристаллах — размеры и расположение точек анализа; номера зерен соответствуют номерам в таблице

возраст образования первично магматического протолита гнейсов. Возраст, полученный по нижнему пересечению, соответствует времени начала мезозойских деформационных процессов в этой части Верхоянского складчато-надвигового пояса [15] и синхронен кристаллизации гранитоидов Главного батолитового пояса и магматитов Уяндино-Ясачненской дуги Верхояно-Колымской складчатой области [1, 12].

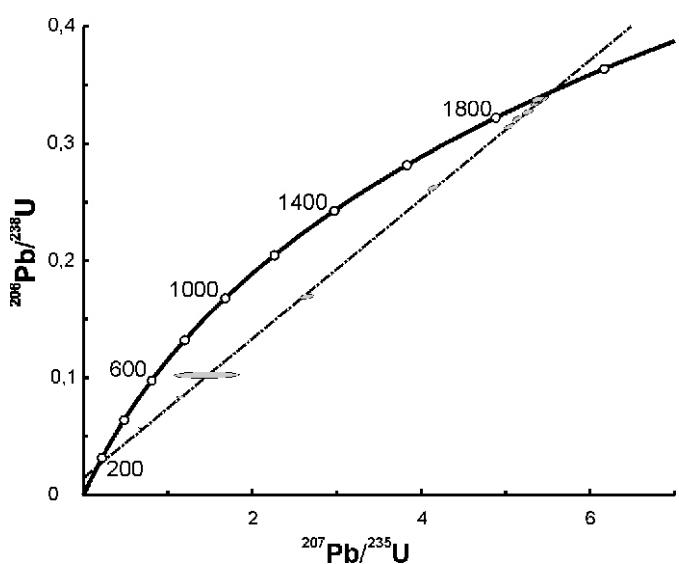


Рис. 4. Диаграмма Ahrens-Watherill с конкордией для циркона из роговообманковых гиперстеновых гнейсов (образец S-2) о. Сардах, дельта р. Лена (данные SHRIMP)

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из роговообманковых гиперстеновых гнейсов (образец S-2)

Зерно, область	$\%_{\text{o}}^{206}\text{Pb}_{\text{comm}}$	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	^{204}Pb -корректировка		
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U, млн. лет}$
S2raw-9C	6,05	1158	1783	1,59	0,66 0,01	0,055 0,0002	0,087 0,0019
S2raw-1R	8,53	1079	1583	1,52	1,14 0,02	0,0809 0,0004	0,1024 0,0018
S2raw-7	24,54	703	643	0,94	1,45 0,16	0,1003 0,0012	0,1047 0,0114
S2A-1	5,78	207	332	1,66	2,64 0,03	0,1676 0,0009	0,1143 0,0013
S2raw-4R	2,98	590	536	0,94	4,14 0,03	0,2611 0,0011	0,1151 0,0006
S2raw-6C	1,18	707	788	1,15	5,04 0,02	0,3137 0,001	0,1166 0,0004
S2raw-11C	0,88	713	756	1,10	5,14 0,02	0,3209 0,001	0,1162 0,0004
S2raw-2R	0,84	542	412	0,78	5,26 0,03	0,3264 0,0011	0,1169 0,0005
S2raw-5R	0,41	508	580	1,18	5,37 0,03	0,3334 0,0012	0,1167 0,0005
S2raw-3R	0,36	903	1197	1,37	5,4 0,02	0,3355 0,0009	0,1168 0,0003
S2raw-12C	0,32	611	529	0,89	5,42 0,03	0,3365 0,0011	0,1167 0,0004
S2raw-8R	0,32	734	744	1,05	5,45 0,02	0,3376 0,001	0,1171 0,0004
S2raw-10C	0,16	657	680	1,07	5,39 0,03	0,3374 0,0011	0,1158 0,0005
						Пересечение конкордии с дискордий: верхнее 1910 5 млн. лет (2); нижнее 156 17 млн. лет (2)	
						СКВО 1,2; п 10/10	

Примечание: $\%_{\text{o}}^{206}\text{Pb}_{\text{comm}}$ — пропорция обычного Pb; C — ядро (core), R — край (rim) зерна циркона.

Таким образом, установлено, что возраст магматического протолита исследованных гнейсов Усть-Ленского метаморфического комплекса — средний палеопротерозой, что хорошо согласуется с палеопротерозойскими возрастными датировками, полученными для пород кристаллического фундамента смежной части Сибирской платформы [13]. Позднеюрские даты отражают вероятный возраст эксгумации фундамента Северо-Азиатского кратона во фронте Верхоянского складчато-надвигового пояса в процессе позднемезозойского тектогенеза и связанного с ним термального события, при котором произошла частичная потеря радиогенного свинца.

Исследование выполнено при поддержке Стэнфордского университета, грантов РФФИ (07-05-00743, 06-05-96070, 06-05-96069) и Программы ОНЗ РАН 7.10.2. Авторы выражают благодарность Т.С.Хабибулиной за помощь в выделении зерен цирконов и консультации по их морфологии, и А.И.Зайцеву за консультации по изотопно-геохронологическому датированию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Миллер Э., Вуден Дж. и др. U-Pb SHRIMP-датирование циркона из батолитов и рудоносных даек Яно-Колымского коллизионного пояса: первые результаты и геологические следствия / Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. 1. —М.: ГЕОС, 2006. С. 26—30.
2. Богданов Н.А., Хайн В.Е., Розен О.М. и др. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000). —М., 1998.
3. Гапоненко Г.И. О возможной природе геофизических полей и отражении в них особенностей тектонического строения мегаблоков арктического шельфа Восточной Сибири // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 7. —Л., 1972. С. 5—11.
4. Гапоненко Г.И., Литинский В.Я., Левин Д.В. и др. Геологотектоническое строение дна морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского по геофизическим данным. Вып. 5. —Л., 1968.
5. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000. —С.-Пб., 2000.
6. Геологическая карта России и сопредельных государств (в границах бывшего СССР). Масштаб 1:5 000 000. —С.-Пб., 1990.
7. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Арктики. —Л.: Недра, 1984. С. 50—60.
8. Коган А.Д. Постановка сейсмических работ методом КМПВ-ГСЗ с морского льда на шельфе арктических морей // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 9. —Л., 1974. С. 33—38.
9. Константиновский А.А. Нижнеленский погребенный массив и некоторые вопросы размещения кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы // Геотектоника. 1979. № 1. С. 48—57.
10. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 156—198.
11. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 113—155.
12. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др. Гранитоиды Главного батолитового пояса (северо-восток Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные / Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. —Хабаровск, 2007. С. 286—288.
13. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. —М.: Научный мир, 2006.
14. Тектоника Восточно-Азиатского шельфа СССР. —Л.: Недра, 1974.
15. Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, Eastern Siberia // Tectonics. 1995. Vol. 14. № 2. P. 342—358.
16. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.

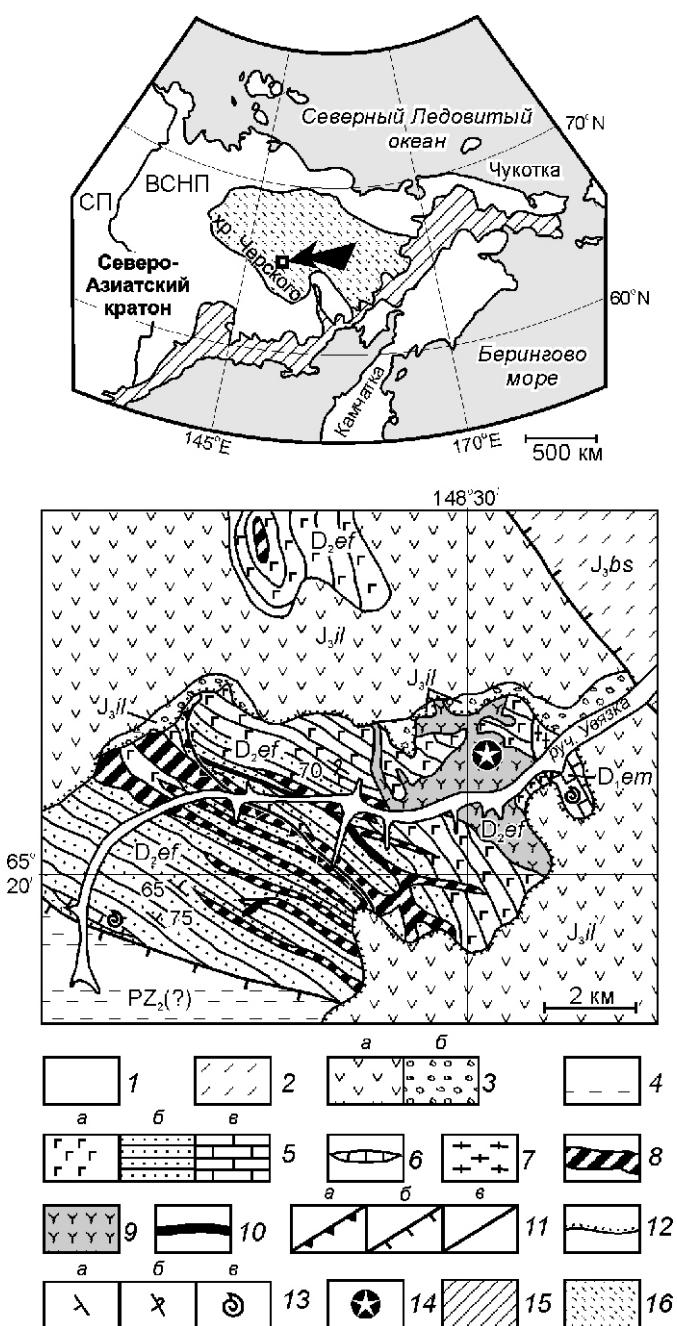
Увязкинская палеорифтовая зона (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные

А.Г.БАХАРЕВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ (ИГАБМ СО РАН), Х.ТОРО (Университет Западной Вирджинии), Э.Л.МИЛЛЕР (Стэнфордский университет), Дж. ВУДЕН (Геологическая служба США), А.А.Сурнин (ИГАБМ СО РАН)

Увязкинская палеорифтовая зона расположена на востоке Верхояно-Колымской складчатой области и протягивается в северо-западном направлении на границе Омулёвского и Арга-Тасского террейнов Колымо-Омолонского микроконтинента [6, 7]. В верховьях р. Увязки (рис. 1) ее разрез представлен достаточно хорошо фаунистически охарактеризованной вулканогенно-осадочной увязкинской свитой (2100—2650 м), в основании которой обнажены нижнедевонские (верхнеэмские) [3] терригенно-кремнистые, карбонатные породы и вулканиты основного состава. Средняя

часть разреза выполнена миндалекаменными базальтами с шаровой, канатной и подушечной отдельностью и прослоями туфов, трахидацитов, трахириолитов, аргиллитов, фтанитов и углеродистых известняков. Верхняя подсвита уязкинской свиты сложена турбидитами, представленными граувакковыми песчаниками с градационной слоистостью, содержащими прослои кремнистых алевролитов и аргиллитов, гравелитов, конгломератов, базальтов, пепловых туфов и лав кислого состава, а также линзы органогенно-обломочных известняков [2, 3, 8]. Возраст средней и верхней подсвит уязкинской свиты определен в основном по конодонтам как среднедевонский: раннеэйфельский для средней подсвиты и позднеэйфельский — для верхней [3]. Породы залегают в целом моноклинально с углами падения 45—85° вплоть до опрокинутого залегания и нарушены крупным надвигом северо-восточной вергентности. Кроме вулканогенно-осадочных толщ здесь широко развиты силлы, дайки и субвулканические тела пикритов, габбро, диабазов и трахитов [5, 9, 10] (см. рис. 1). Все эти образования перекрываются с угловым несогласием верхнеюрскими конгломератами и базальтами илинътасской свиты. В геодинамическом плане считается, что описанный комплекс формировался в среднепалеозойское время в глубоководном рифтогенном прогибе (Уязкинская палеорифтовая зона [5, 9, 10]) типа малого океанического бассейна [1, 4] и затем в средней юре офиолитовым фрагментом вошел в состав Мунилканского океанического террейна [6, 7, 12].

Авторы статьи изучили субвулканический интрузив мелкопорфировых трахитов, прорывающий нижнюю верхнеэмскую и среднюю нижнеэйфельскую подсвиты уязкинской свиты (см. рис. 1). Северо-западный контакт интрузива имеет вертикальное падение; южный и юго-восточный контакты погружаются под углами 50—60°. Галька трахитов присутствует в верхнеюрских конгломератах



илинътасской свиты, что позволяет предполагать допозднеюрский возраст этого субвулкана [5, 9, 10]. Задача исследования заключалась в определении изотопного возраста этого интрузива с целью установления его временных соотношений с образованиями увязкиной свиты и уточнения времени проявления субщелочного магматизма в регионе.

Породы, исследованные авторами, представлены трахитами — светло-серыми породами с трахитовой структурой основной массы, состоящей из мелких кристаллов калиевого полевого шпата и плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены хлоритизированным стеклом. Количество вкрапленников плагиоклаза № 30 не превышает 5% общего объема породы. Кристаллы плагиоклаза коротко-призматической формы резорбируются основной массой. Аксессорные минералы — апатит, циркон, магнетит [5, 9, 10]. По химическому составу породы соответствуют трахитам и трахидацитам (массовое содержание, %): SiO_2 — 64,43; TiO_2 — 0,40; Al_2O_3 — 16,53; Fe_2O_3 — 2,21; FeO — 2,87; MnO — 0,01; MgO — 1,28; CaO — 0,52; Na_2O — 3,56; K_2O — 6,06; H_2O — 0,22; H_2O — 1,69; P_2O_5 — 0,05; F — 0,12; Li_2O — 0,0008; Rb_2O — 0,007; сумма — 99,68.

По результатам проведения одной серии измерений в цирконах из трахитов (образец 527-AS-75) было получено 9 изотопных анализов U-Pb методом на ионном зонде SHRIMP-RG в Открытой изотопно-геохронологической лаборатории Стенфордского университета и Геологической службы США.

Зерна циркона представлены обломками и субдиоморфными полупрозрачными кристаллами призматической и короткопризматической форм длиной до 170 и шириной до 90—130 мкм, при среднем коэффициенте удлинения 1,5—1,9. Основные элементы огранки — грани призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {211}. На катодолюминесцентном изображении (рис. 2) в трех кристаллах (527-1R, 6R и 7R) наблюдается первичная сингенетическая магматическая эвгедральная зональность; пять зерен



Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения датированных зерен циркона из образца 527-AS-75:

эллипсы на кристаллах — размеры и расположение точек анализа; номера зерен соответствуют номерам в таблице

Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из трахитов Уязкинской палеорифтовой зоны (образец 527-AS-75)

Зерно, область	$\%$ $^{206}\text{Pb}_{\text{comm}}$	U, мкг/г	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Th/U	^{204}Pb -корректировка									
					$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ возраст, млн. лет							
527-9R	0,09	510	255	0,52	0,47	0,008	0,0626	0,0003	0,0541	0,00087	391,1	1,8	376	36
527-3R	0,01	831	499	0,62	0,47	0,006	0,0627	0,0002	0,0541	0,00062	391,8	1,4	377	26
527-2R	0,03	856	430	0,52	0,47	0,005	0,0629	0,0002	0,0540	0,00058	393,2	1,4	371	24
527-7R	0,03	126	49	0,40	0,48	0,013	0,0632	0,0006	0,0555	0,00146	395,0	3,6	432	59
527-6R	0,02	510	376	0,76	0,48	0,007	0,0636	0,0003	0,0548	0,00073	397,5	1,8	403	30
527-1R	0,04	377	163	0,45	0,48	0,008	0,0636	0,0004	0,0550	0,00084	397,7	2,1	410	34
527-8R	0,05	726	525	0,75	0,47	0,006	0,0637	0,0003	0,0539	0,00062	398,4	1,6	368	26
527-4C	0,12	712	342	0,50	0,48	0,006	0,0640	0,0003	0,0544	0,00070	400,2	1,6	386	29
527-5R*	0,14	1238	1689	1,41	0,48	0,006	0,0645	0,0002	0,0541	0,00064	402,7	1,2	374	27

Примечание: $\%$ $^{206}\text{Pb}_{\text{comm}}$ — пропорция обычного Pb; C — ядро (core), R — край (rim) зерна циркона; * — анализ, не включенный в расчеты среднего возраста по образцу.

(527-3R, 4C, 5R, 8R и 9R) можно отнести к метамиктным разновидностям циркона. По геотермометрической шкале [11, 13] два зерна (527-6R и 9R) отвечают морфотипу D, четыре (527-3R, 4C, 5R и 8R) — P (возможно, подтипу P₃), два (527-3R и 7R) — S. Таким образом, по морфологическому облику цирконы (527-3R, 4C, 5R, 6R, 8R и 9R) соответствуют магматическим, формировавшимся в высоко-среднетемпературном высокощелочном магматическом расплаве с высоким индексом агпайтности (I.A. 700). Зерно 527-7R характеризуется взаимоотношением площадей граней дипирамид {211} {101} и соответствует магматическим цирконам, сформировавшимся, по крайней мере, на стадии кристаллизации конечной, определяющей морфотип, оболочки в предположительно менее щелочной среде (I.A. 300). Результаты изотопно-геохимического датирования приведены в таблице. Содержание в зернах циркона U изменяется от 126 до 856 мкг/г, Th — 49—525 мкг/г, Th/U — 0,40—0,76. В одном из анализов (527-5R) наблюдается резкое обогащение радиоактивными элементами: U 1238 мкг/г, Th 1689 мкг/г, Th/U 1,41, пропорция обычного ²⁰⁶Pb 0,14%, и более древний, чем для основной группы анализов, U-Pb возраст, он исключен из расчета среднего значения возраста по образцу. Остальные восемь анализов характеризуются конкордантным возрастом. Для них пропорция обычного ²⁰⁶Pb достигает 0,04. На диаграмме Tera-Wasserburg (рис. 3) восемь точек изотопного состава исследованного циркона расположены на конкордии и рассчитанный средний конкордантный возраст составляет 395 ± 2,9 млн. лет — эйфельский век среднего девона (СКВО 3,95).

Таким образом, впервые для Верхояно-Колымской складчатой области определен U-Pb (SHRIMP) изотопный возраст среднепалеозойских магматических образований. Установлено, что внедрение субвулканических трахитов, прорывающих верхнеэмсскую-нижнеэйфельскую часть увязкинской свиты, произошло в эйфельское время или сразу после образования всей вулканогенно-осадочной толщи, или синхронно с накоплением верхней турбидитовой части разреза, о чём может свидетельствовать присутствие кислых вулканитов в отложениях верхней подсвиты увязкинской свиты.

Исследование выполнено при поддержке Стэнфордского университета, грантов РФФИ (07-05-00743, 06-05-96070, 06-05-96069) и Программы ОНЗ РАН 7.10.2. Авторы выражают благодарность Т.С.Хабибулиной за консультации по морфологии зерен цирконов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем—среднем палеозое. —Якутск, 1996.
- Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР (литология и вулканализм). —М.: Наука, 1990.
- Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омулевского поднятия (Северо-Восток Азии). —Магадан, 1995.
- Гагиев М.Х., Лычагин П.П. Вулканогенно-осадочный тип разреза девона Момского хребта (Северо-Восток СССР) // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 53—58.
- Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. —М.: Наука, 1981.
- Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. № 6. С. 32—43.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 199—290.
- Савосина А.С., Натапов Л.М., Сидяченко А.И., Шарковский М.Б. Спилит-диабазовая формация хребта Арга-Тас (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 2. С. 414—417.
- Сурнин А.А. Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. —Новосибирск: Наука, 1990.
- Сурнин А.А. Среднепалеозойский магматизм Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР) / Магматические комплексы Северо-Востока СССР. —Якутск, 1980. С. 62—89.
- Хабибулина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид (петрогенетические аспекты). —Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
- Шпикерман В.И. Домеловая минерагения северо-востока Азии. —Магадан, 1998.
- Puri J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.

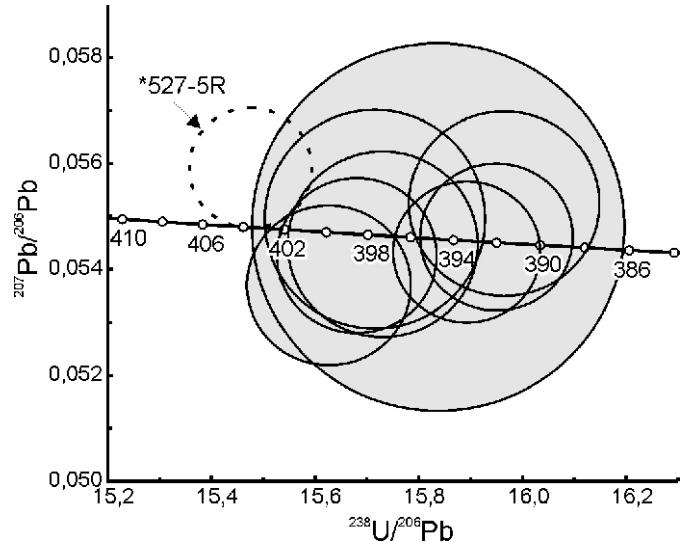


Рис. 3. Диаграмма Tera-Wasserburg $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ с конкордией для цирконов трахитов Увязкинской палеорифтовой зоны (образец 527-AS-75). Данные SHRIMP:

пунктир — анализ, не включенный в расчет возраста

Некоторые особенности угленосной формации восточной окраины Тунгусского бассейна

Ш.А.СЮНДЮКОВ

Недра Якутии исключительно богаты ископаемыми углами. На ее территории расположены Ленский бассейн с громадными ресурсами разнообразных углей, Южно-Якутский, ресурсы которого представлены почти полностью углами коксующихся марок, Зырянский и восточная часть Тунгусского бассейна (см. рисунок) [4]. Кроме того, здесь находятся Лено-Анабарская и Западно-Верхоянская площади пермского угленакопления, на севере и северо-востоке — отдельные угленосные районы и месторождения мезозойских углей. Молодые угли третичного возраста развиты в Нижне-Алданском буруугольном бассейне, а также на севере и северо-востоке республики. Общая площадь развития угленосных отложений Якутии составляет около 800 тыс.км². В настоящей статье рассмотрены некоторые особенности весьма слабо изученной угленосной формации восточной части Тунгусского бассейна.

В связи с выявлением на северо-западе Якутии промышленных месторождений алмазов в 1956 г. возникла необходимость изучения развитых здесь угленосных отложений и оценка возможности обеспечения энергетическим топливом населенных пунктов и развивающейся горнодобывающей промышленности. Тунгусский угленосный бассейн — крупнейший в мире, расположен в основном на террито-

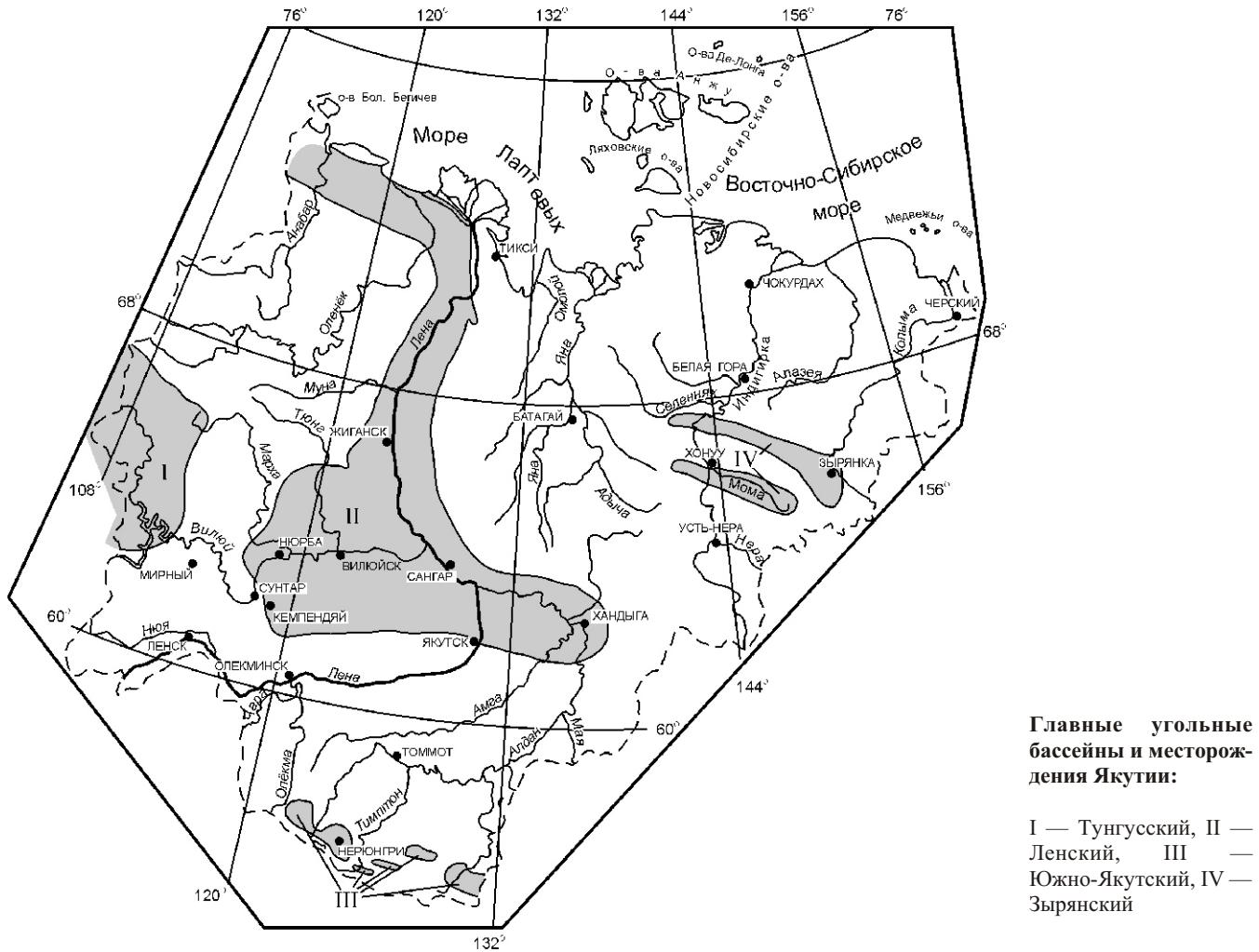
рии Красноярского края, и только его крайняя восточная часть находится в пределах западной Якутии.

В тектоническом плане эта часть бассейна — восточная окраина Тунгусской синеклизы. На севере и северо-востоке она ограничена южным склоном Анабарской антеклизы. Ее тектоническое строение простое. Верхнепалеозойские угленосные отложения полого погружаются на запад в сторону центральной части синеклизы и осложнены куполовидной мелкой складчатостью, редкими малоамплитудными разрывными нарушениями и дайками траппов.

Угленосными являются отложения каменноугольного и пермского возрастов. С каменноугольным временем впервые связано возникновение благоприятных условий для угленакопления и в другой точке Якутии — западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Изучение геологического строения и угленосности восточной части Тунгусского бассейна проводилось в верхнем течении р. Вилной и по его наиболее крупным притокам: Улахан-Вава, Чиркуо, Лахарчан, Амбардах, Верхний Вилюйкан, Могда и др.

В геологическом строении бассейна принимают участие карбонатные и терригенные отложения кембрийского, ордовикского, силурийского, девонского, каменноуголь-



ного, пермского, триасового и юрского возрастов, перекрытые чехлом четвертичных образований. Почти повсеместно наблюдаются выходы пород траппового комплекса, представленные базальтами, долеритами, долеритовыми порфиритами, а также туфогенными образованиями нижнего триаса.

Угленосные отложения развиты в основном в бассейне верхнего течения р.Вилюй, где занимают площадь около 80 тыс.км². Угленосная часть разреза согласно унифицированной стратиграфической схеме расчленяется на ряд свит. Терригенные отложения средне- и позднекаменноугольного возраста выделяют в катскую свиту мощностью 100—110 м, раннепермские имеют мощность 90 м и представлены бургуклинской свитой, позднепермские — пелятинской и дегалинской свитами общей мощностью 60 м. На их размытой поверхности залегают туфогенные образования триаса мощностью до 150 м [1]. Общая мощность угленосной толщи оценивается в 260 м.

В строении угленосной толщи принимают участие песчаники различного гранулометрического состава, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, линзы и пласты угля. Основная роль в строении разрезов (примерно 50%) принадлежит относительно слабо сцепментированным переслаивающимся пачкам мелко- и среднезернистых песчаников. При этом наиболее грубозернистые разности песчаников, содержащие иногда маломощные прослои и линзы гравелитов, приурочены к основанию песчаных пачек. В песчаниках часто наблюдается мелкая и крупная косая слоистость, характерная для аллювиальных отложений. Нередко встречаются прослои олигомиктовых конгломератов, состоящих из включений в песчаники обломков пород угленосной толщи. Степень окатанности обломков различная. Преобладают неокатанные или слабо окатанные обломки. Их образование, вероятно, связано с подмывом и обрушением береговых склонов. Алевролиты и аргиллиты серые и темно-серые с горизонтальной и волнистой слоистостью слагают около 40% разреза. По генетическим признакам песчаники относятся к русловому аллювию, а алевролиты и аргиллиты — к пойменному.

Угленосность в катской свите приурочена к ее верхней части мощностью 20—25 м. К этой части разреза приурочено 1—8 пластов угля мощностью 0,1—2,4 м. Суммарная мощность пяти пластов рабочей мощности 5,6 м. В бургуклинской свите при такой же мощности угленосной части разреза встречается до шести пластов угля. Три из них мощностью 0,4—2,4 м залегают в ее средней части и три мощностью 0,1—1,4 м — в верхней. Суммарная мощность четырех пластов рабочей мощностью 5,9 м. В пелятинской свите продуктивная часть разреза 12—13 м. По р.Улахан-Бава обнажается один пласт угля видимой мощностью 3,6 м, мощность остальных — 0,2; 0,4; 0,7 и 0,7 м. Угленосность дегалинской свиты не изучена. По литературным данным, по р.Верхний Бавукан обнажается пласт угля мощностью до 5 м и в верховьях р.Марха до 3,2 м. Всего на рассматриваемой площади выявлено до 20 пластов угля мощностью 0,1—5 м, почти половина которых имеет мощность 0,7 м и более. По мощности пласти угля в основном тонкие, по строению — преимущественно простые. Сложное строение обычно характерно для пластов повышенной мощности. Распространение пластов угля по площади почти не изучено. Вероятно, они имеют изменчивую мощность и локальное развитие.

По вещественному составу органического материала угли относятся к гумолитам, в редких случаях они содержат небольшую примесь сапропелевого материала. В двух точках (район р.Хайм и по р.Вилюй в районе р.Дураано) встречены типичные кеннели, относящиеся к сапропелит-гумитам. По степени метаморфизма угли в основном зрелые бурые, переходные к каменным, реже длиннопламенные. Вместе с тем, встречаются локальные узкие зоны, где угли преобразованы до тощей стадии включительно. Наличие таких зон обусловлено наложением на региональный метаморфизм контактового при внедрении в угленосную толщу даек трапповой формации. Ширина таких зон обычно небольшая и измеряется первыми метрами. Следует обратить внимание на то, что широко развитый трапповый магматизм слабо повлиял на региональный общий фон метаморфизма углей и отчетливо наблюдается только на локальных участках.

Суммарная мощность всех пластов и прослоев угля 16,55 м (в катской свите 6,25 м, бургуклинской 5 м и пелятинской 5,3 м). Средний коэффициент угленосности изученной части бассейна 6,4. Исходя из площади развития угленосных отложений, равной 80 тыс.км², мощность суммарного рабочего пласта 2 м, плотность углей 1,3 и, принимая, что коэффициент сохранности углей составляет 0,3, ресурсы углей восточной части Тунгусского бассейна предварительно оценены в 60—65 млрд.т [1].

Характер угленосности и особенности формирования угленосных отложений востока Тунгусского бассейна показывают, что осадконакопление происходило в краевой части древней платформы. Одна из характерных особенностей ее развития в период накопления угленосных отложений — замедление темпов погружения дна седиментационного бассейна на востоке Тунгусской синеклизы. В соответствии с этим с запада на восток сокращается мощность угленосной толщи, уменьшается ее угленосность и меняются условия осадконакопления. Прибрежно-морская обстановка седиментации, существовавшая в западной и центральной частях бассейна в катское время [3], сменяется континентальными условиями в его восточной части. Таким образом, по фациальному составу и мощностям рассмотренные угленосные толщи восточной части Тунгусского бассейна существенно отличаются от развитых в его западной и центральной частях. Поэтому эти отложения автор, вслед за Н.А.Игнатченко [2], относит к континентальной слабоугленосной формации окраины Тунгусского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.В. Тунгусский бассейн (Восточная часть, в пределах Якутской АССР) / Угленосность и угленосные формации Якутии. —М.: Наука, 1966. С. 7—15.
2. Игнатченко Н.А. Основные черты развития угленакопления и угленосные формации / Угленосность и угленосные формации Якутии. —М.: Наука, 1966. С. 136—155.
3. Никольский В.М. Особенности формирования верхнепалеозойских угленосных отложений в западной части Тунгусского бассейна // Угленосные формации некоторых регионов СССР. —М.—Л.: Наука, 1961. С. 187—214.
4. Сюндюков Ш.А., Митронов Д.В., Каширов В.А. Бассейны и месторождения углей и горючих сланцев Якутии / Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова и М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 448—466.

Едомные отложения прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья

А.И.СЕРГЕНКО (ИГАБМ СО РАН), К.ЗИГЕРТ (Институт полярных и морских исследований им. А.Вегенера, Германия), И.Н.БЕЛОЛЮБСКИЙ (ИГАБМ СО РАН), Л.П.ИМАЕВА (ИЗК СО РАН), А.А.АНДРЕЕВ (Институт полярных и морских исследований им. А.Вегенера, Германия), Л.ШИРМЕЙСТЕР (Институт полярных и морских исследований им. А.Вегенера, Германия)

Новые радиоуглеродные датировки едомных отложений мыса Оголох-Тумса прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья позволили пересмотреть ранее предложенную схему стратиграфии четвертичных отложений [3], их возрастное положение и существенно расширить возрастной диапазон отдельных подразделений.

Опорным разрезом верхненеоплейстоценовых (молотковско-сартанских) едомных отложений в прибрежно-шельфовой зоне моря Лаптевых является обнажение Мамонтовая Хаята на п-ве Быковский (рис. 1). В течение последних десятилетий оно было изучено различными группами исследователей [1, 2, 4]. Наиболее полно исследования этой толщи проводились в рамках германо-российского научного проекта «Система моря Лаптевых» в 1998—2000 гг., главная цель которого — палеореконструкция развития окружающей среды в позднем неоплейстоцене. Отложения вскрыты в многочисленных отдельных разрезах в береговом обрыве высотой около 40 м над

уровнем моря и длиной около 1,5 км. Был применен комплекс различных методов исследований (геокриологические, седиментологические, геохимические, палеонтологические) и получено значительное число определений абсолютного возраста (AMS, радиоуглеродное датирование ускорительной масс-спектрометрией). Результаты исследований изложены в ряде специальных публикаций [5, 6, 8, 9, 10, 11]. По палеоботаническим, палеонтологическим и геохимическим данными [7, 10, 11] отложения в обобщенном разрезе Мамонтовая Хаята (рис. 2, А) подразделяются (снизу вверх):

1. Алевриты песчанистые с низким содержанием органического вещества [5]. Характерны высокие содержания переотложенной пыльцы сосновых растений
Возраст 46 000 лет 10 м
2. Алевриты песчанистые с многочисленными включениями крупных растительных остатков, торфа. По характеру почвообразования накопление и промерзание отложений происходили преимущественно в условиях переувлажненного сезонноталого слоя. Комплекс ископаемых насекомых и растительных макроостатков свидетельствует об более теплом климате, чем в настоящее время, и о том, что участки с переувлажненным полигональным аккумулятивным ландшафтом были окружены сухими тундро-степными пространствами
Возраст: 46 000—32 000 лет 10 м
3. Алевриты более песчанистые, чем нижезалегающие, с повышенным содержанием органического вещества. Фауна насекомых указывает на сухой, но менее теплый климат. Несмотря на некоторое похолодание, количество мамонтовой фауны увеличилось
Возраст 32 000—23 000 лет 5 м
4. Тонкие пылеватые (алевритистые) пески с низким содержанием органического вещества. Высокая степень гумификации органики и окисленности минералов свидетельствует о накоплении отложений в более сухой и аэрированной обстановке. Биоиндикаторы указывают на существенное похолодание климата и распространение холодных сухих тундровых, тундро-степных и нивальных ландшафтов. Значительно уменьшилось количество мамонтовой фауны
Возраст 23 000—15 000 лет 9 м
5. Пески мелкозернистые, пылеватые с высоким содержанием органики, торфа. Все биоиндикаторы свидетельствуют о существенном потеплении климата с развитием сухих, теплых тундра-степных ландшафтов в окружении заболоченных низин
Возраст 15 000—10 000 лет 3 м
6. Песчанистые отложения и торф, содержащие ледяные жилы. В термокарстовых котловинах распространены комплексы алассных отложений, на высоких останцах — делювиально-пролювиальные образования
Возраст голоцен до 3 м

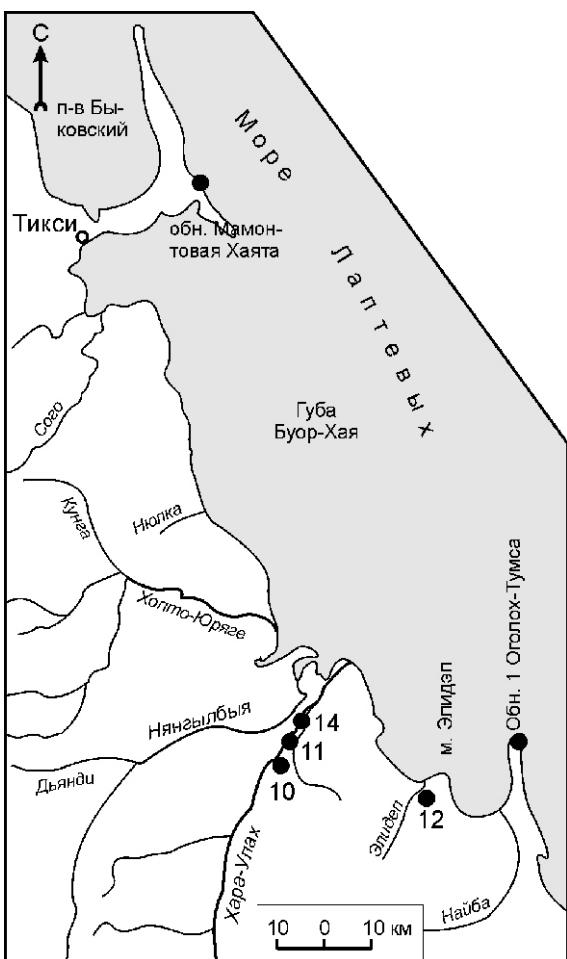


Рис. 1. Схема местоположения разрезов верхненеоплейстоценовых (едомных) отложений:

цифры и точки — обнажения

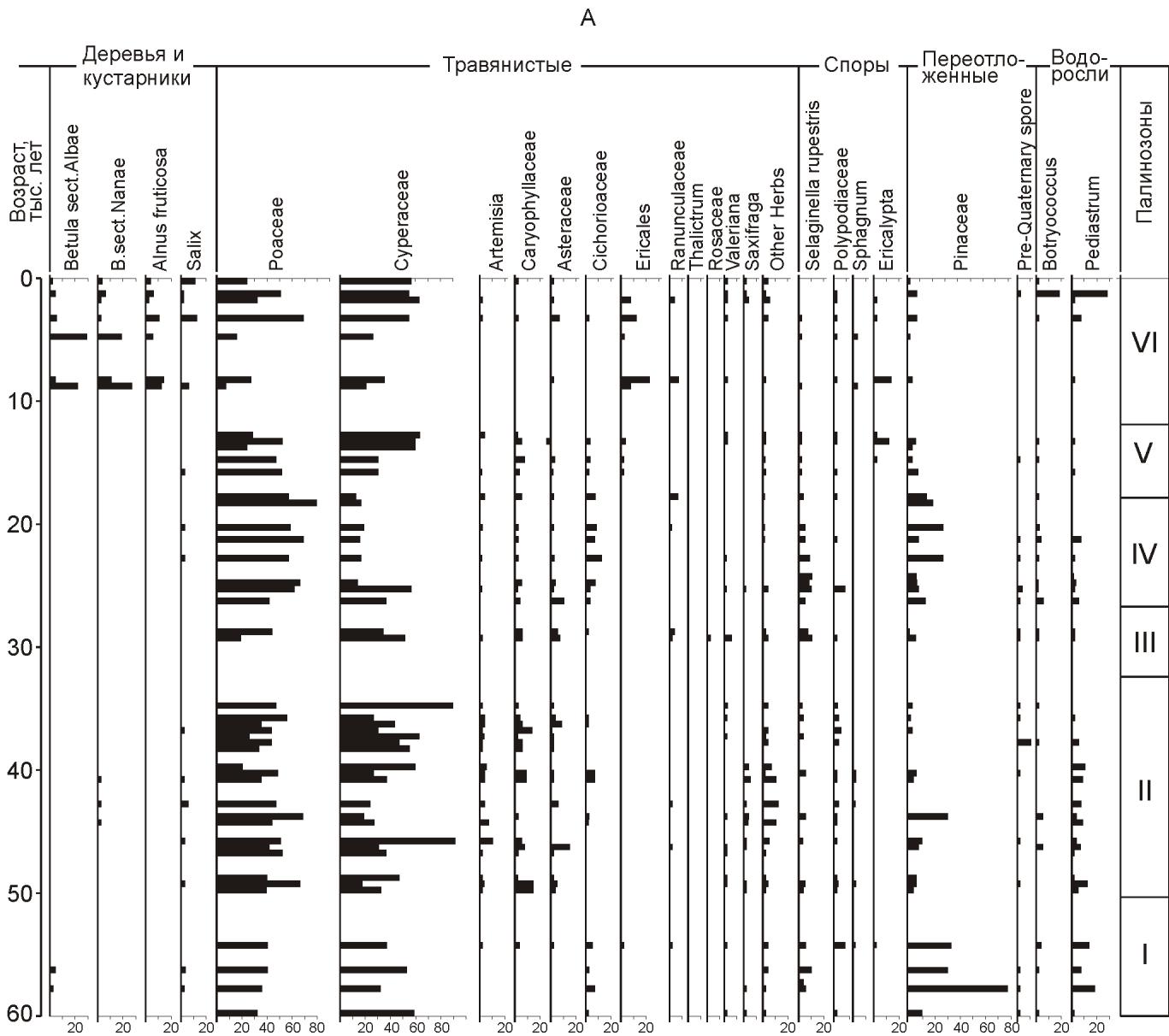


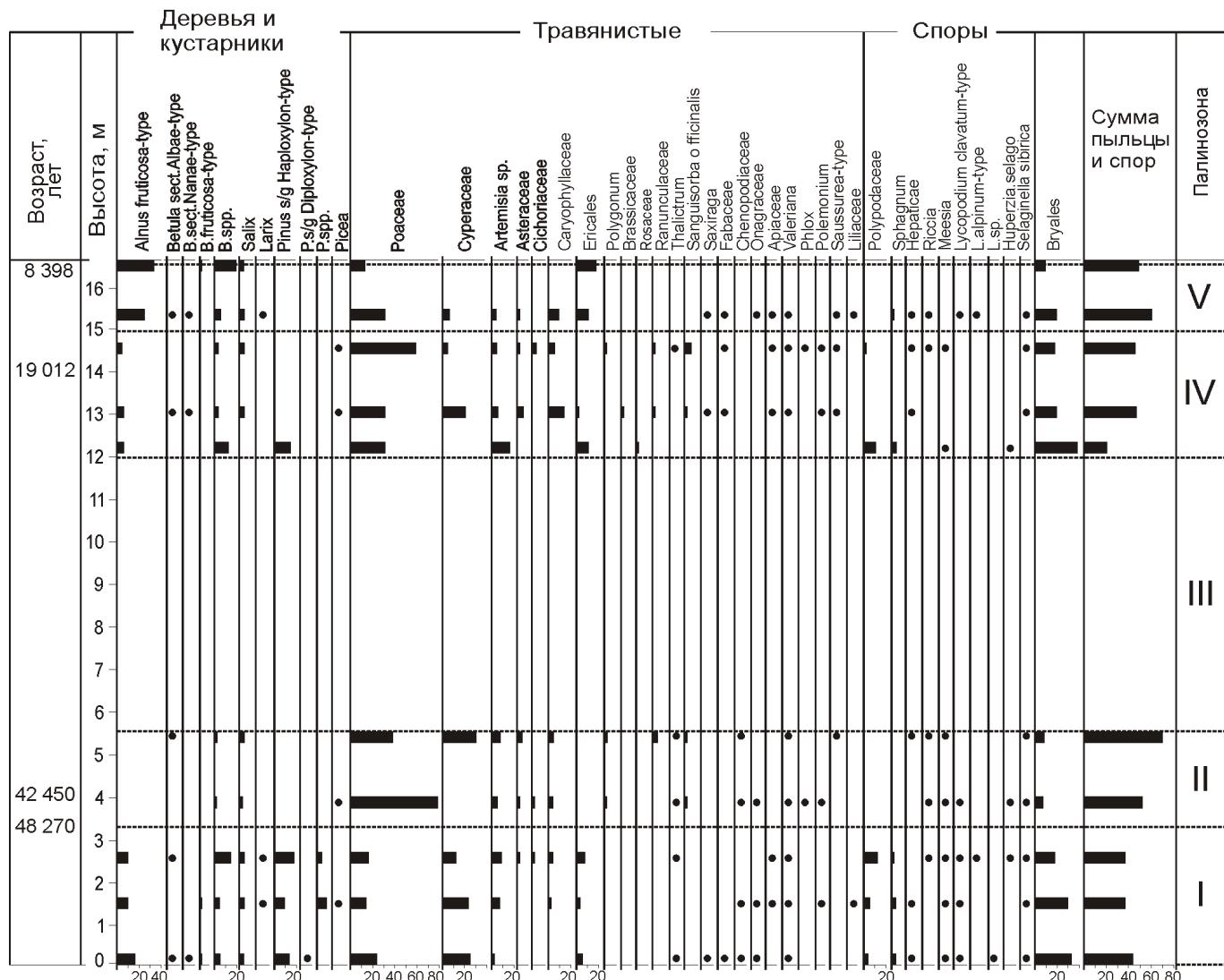
Рис. 2. Споро-пыльцевая диаграмма верхненеоплейстоценовых отложений обнажений Мамонтовая Хаята (А) и 1 Оголох-Тумса (Б)

Палинологические и палеонтологические данные, полученные по разрезу Мамонтовая Хаята, свидетельствуют о существовании в молотковское время резко континентального климата с более высокими летними температурами, чем современные [7, 11]. Изотопно-кислородный состав из мощных повторножильных льдов указывает на то, что за период накопления всей толщи значения зимних температур были более низкими по сравнению с современными [8]. В целом по разрезу выделяется 6 палинозон (см. рис. 2, А), соответствующих климатическим условиям от сравнительно теплых (молотковский горизонт) до существенно холодных (сартанский горизонт).

Мощность едомных отложений, прослеженных авторами статьи на п-ве Оголох-Тумса 20 м (см. рис. 1). Наиболее полный разрез (см. рис. 2, Б) охарактеризован в обнажении 1, на северной оконечности мыса Оголох-Тумса, где они на высоте 10 м над уровнем моря перекрывают цоколь (снизу вверх):

1. Алевриты серые, с зеленовато-коричневым оттенком, горизонтальнослоистые с линзовидными прослоями, линзами более крупнозернистых раз 3,4 м
2. Алевриты серые, буровато-серые, горизонтальнослоистые с торфянистыми бурыми прослоями (1—5 см) 1,5 м
3. Алевриты серые с зеленовато-коричневым оттенком, неяснослоистые с остатками корешков, стеблей трав и мхов 1,0 м
4. Осыпь, преимущественно алевритовая 7,0 м
5. Алевриты серые с зеленовато-бурым оттенком, горизонтальнослоистые с прослоями (до 1 см) торфа. По всей толще встречаются многочисленные растительные остатки в виде корешков, стеблей трав, мхов 4,0 м
6. Торфяник бурого цвета, горизонтальнослоистый с тонкими (1—2 см) серыми алевритовыми прослоями (голоценовый возраст) 0,5 м

Б



В средней части разреза обнаружены костные остатки *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип).

Осадки по всему разрезу льдистые. Льдистые алевриты залегают непосредственно на коренных породах (алевролитах), в верхней части которых отмечается небольшой

(0,3 м) элювиальный (щебнистый) слой. Высота коренного цоколя над уровнем моря составляет 10 м.

По составу спорово-пыльцевых спектров и их зонального распределения установлено сходство разрезов обнажений Мамонтовая Хаята и мыса Оголох-Тумса.

Радиоуглеродный возраст перигляциальных отложений обнажения 1 п-ва Оголох-Тумса

Образец	Высота отбора, м	Лабораторный номер	^{14}C возраст, лет	Калибрированный возраст, лет BC
OT-11	3,3	KIA29855	48 270 3500/ 2460	
OT-17	4,0	KIA29856	42 450 870/ 780	
OT-20	14,0	KIA29857	19 012 124	20 608
OT-23	16,5	KIA29858	8 398 36	7519, 7499, 7484

Примечание. Датировки производились методом AMS в лаборатории радиометрического датирования и изотопных исследований им. Лейбница университета г.Киль (Германия).

Древнейшие пыльцевые спектры обнаружены в разрезе Оголох-Тумса (палинозона I). Судя по содержанию пыльцы осоковых, злаковых, полыней, климат в это время был холодный и относительно сухой. По аналогии с хорошо датированными отложениями в разрезах п-ва Быковский [5], пыльцу деревьев и кустарников (ольховник, береза, сосна) можно считать переотложенными.

Отложения, относящиеся к палинозоне II, датированы в 48—42 тыс. лет — молотковский интерстадиал (см. таблицу). В это время в регионе господствовали в основном злаковые ценозы с участием полыни и осоковых. В более увлажненных местах росли ивы. Аналогичная растительность была и в районе дельты р.Лена [5, 9].

Палинозона IV содержит значительные количества пыльцы трав (злаки, осоки, полыни, сложноцветные), свидетельствующие о холодном и сухом климате. По аналогии с хорошо датированными отложениями в разрезах п-ва Быковский [6] пыльцу деревьев и кустарников (ольховник, береза, сосна) можно считать переотложенными. Датировка 19 012 124 лет свидетельствует о сартанском возрасте накопления этих отложений.

Отложения, относящиеся к палинозоне V, датированы 8398 36 лет, что соответствует раннему голоцену. Они отражают господство кустарниковых зарослей (ольховник и кустарниковые берески) в регионе. Наличие пыльцы листенницы, по-видимому, указывает на присутствие листенничных древостоев. Близкие условия демонстрируют раннеголоценовые пыльцевые спектры из района дельты р.Лена [5, 9].

Разрезы едомных льдистых алевритов выявлены (см. рис. 1) в нижнем течении р.Хара-Улах (обнажения 10, 11, 14) и на правобережье р.Элидэп (обнажение 10). Отличительная особенность палинокомплекса этих отложений — преобладание пыльцы травянистой группы растений, представленной преимущественно злаками, полынью, разнотравьем, меньше споровых (зеленные мхи, папоротники и др.). Среди немногочисленных древесных доминируют кустарниковые формы берески и ольхи. Такой палинокомплекс характеризует тундростепной тип растительности, свидетельствующий об относительно холодном и сухом климате.

Таким образом, полученные новые определения абсолютного возраста едомных отложений в прибрежно-шельфовой зоне Северного Верхоянья позволили пересмотреть их возрастное положение, существенно расширить возрастной диапазон отдельных подразделений и в целом уточнить ранее предложенную схему стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья [3].

Высокольдистые отложения в разрезах Мамонтовая Хаята на п-ве Быковский и в обнажении 1 на п-ве Оголох-Тумса сопоставимы по времени их формирования. Полученные датировки едомного (ледового) комплекса показывают, что осадконакопление происходило в перигляциальных условиях уже с начала молотковского времени

(около 60 тыс. лет назад). Установлено, что эти высокольдистые отложения (ледовый комплекс северного типа) с видимой мощностью около 40 м формировались практически непрерывно до начала голоцена.

Такой характер перигляциального осадконакопления хорошо сопоставим с развитием оледенения в центральной части Верхоянского хребта. Здесь установлено, что ледники в последний криохрон не выдвигались за пределы гор, а предгорные равнины, начиная с молотковского времени до конца неоплейстоцена, непрерывно являлись ареной формирования перигляциальных, в т.ч. едомных отложений [12].

Работа выполнена в рамках проведения исследований 3-го Международного полярного года (2007—2009 гг.), а также поддержаны проектами РФФИ (06-05-64492, 07-05-00760) и интеграционным проектом СО РАН (№ 87).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. —М.: ГЕОС, 2000.
2. Куницкий В.В. Криолитология низовьев Лены. —Якутск, 1989.
3. Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н., Гриненко О.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья (Восточная Якутия) // Отечественная геология. № 5. 2004. С. 88—91.
4. Слагода Е.А. Криолитогенные отложения Приморской равнины моря Лаптевых: литология и микроморфология (полусогров Быковский и остров Муостах). —Тюмень: Издательско-полиграфический центр «Экспресс», 2004.
5. Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegert C. et al. Paleoenvironmental changes in north-eastern Siberia during the Late Quaternary — evidence from pollen records of the Bykovsky Peninsula // Polarforschung. 2002. № 70. P. 13—25.
6. Bobrov A.A., Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegert C. Testate amoebae (Protozoa: Testacealobosea and Testaceafilosea) as bioindicators in the Late Quaternary deposits of the Bykovsky peninsula, Laptev Sea, Russia // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 2004. № 209. P. 165—181.
7. Kienast F., Schirrmeister L., Siegert C., Tarasov P. Paleobotanical evidence for warm summer during the last cold stage // Quaternary Research. 2005. № 63 (3). P. 283—300.
8. Meyer H., Dereviagin A.Yu., Siegert C., Hubberten H.-W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula; North Siberia — Hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // Polarforschung. 2002. № 70. P. 37—51.
9. Schirrmeister L., Siegert C., Kunitsky V.V. et al. Late Quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea Region in northern Siberia // International Journal of Earth Sciences. 2002. № 91. P. 154—167.
10. Siegert C., Schirrmeister L., Babiy O. The sedimentological, mineralogical and geochemical composition of Late Pleistocene deposits from the Ice Complex on the Bykovsky Peninsula, Northern Siberia // Polarforschung. 2002. № 70. P. 3—11.
11. Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and animals // Quaternary Science Reviews. 2005. Т. 24. № 5/6. P. 553—569.
12. Stauch G. Jungquartare Landschaftsentwicklung im Werchojansk er Gebirge, Nordost Sibirien // Aachener Geographische Arbeiten 45. 2006. Aachen.

Опорный разрез ааленского и нижней части байосского ярусов Восточной Сибири (бассейн р.Молодо)

В.Г.Князев (ИГАБМ СО РАН), В.П.Девятов (СНИИГГиМС), О.А.Мельник (ИГАБМ СО РАН)

Зональное расчленение аален-нижнебайосских отложений Восточной Сибири за последние 20 лет не претерпело каких-либо изменений, так как отсутствовали новые данные по систематике аммонитов семейства *Hildoceratidae*, единственных представителей аммонитовой фауны этого интервала времени в рассматриваемом регионе. Ааленские и нижнебайосские отложения, широко представленные на востоке Сибирской платформы, охарактеризованы немногочисленными видами рода *Pseudolioceras* и единичными *Phylloceras* spp. Последние, как правило, имеют широкие вертикальные диапазоны и поэтому не используются при детальных стратиграфических построениях. Учитывая это обстоятельство, целесообразно изложить новые данные, полученные при изучении представительных разрезов аален-нижнебайосских отложений в бассейне р.Молодо и анализе дополнительных находок аммонитов с целью детализации зональной аммонитовой шкалы данного интервала не только для Сибирской платформы, но и для всей территории северо-востока Азии.

Зональная схема ааленского и нижней части байосского ярусов для бореальной юры России впервые была разработана по разрезам Торомского прогиба и Западного Прихоть на Дальнем Востоке [6, 7, 8, 16, 17, 18, 19]. Для нее характерна последовательность следующих зон: нижний подъярус ааленского яруса состоит из зоны *P. (T.) maclintocki*, верхний подъярус — *P. (T.) tugurensis*. Граница между нижней и средней юрой на северо-востоке Азии проведена по основанию зоны *P. (T.) maclintocki*, соответствующей по объему всему нижнему аалену, в основании зоны выделяются слои с *P. (P.) beyrichi*. Верхний подъярус ааленского яруса представлен зоной *P. (T.) tugurensis*, сопоставляемой с двумя зонами верхнего аалена в стандарте. Верхняя граница ааленского яруса бореальной юры проводится по появлению раннебайосских видов *P. (T.) fastigatum* (West.) и *P. (T.) costistriatum* West. [12; 13; 16, 21], составляющих зональный комплекс зоны *P. (T.) fastigatum*. Региональная зона отвечает примерно двум нижним зонам нижнего байоса стандарта. Это подразделение, завершающее в зональной шкале тоара и раннего байоса по харпощератинам на Северо-Востоке Азии.

Наиболее представительные разрезы ааленского и нижней части байосского ярусов на востоке Сибирской платформы были установлены и описаны З.В.Кошелкиной, Р.А.Биджиевым и Ю.И.Минаевой, Т.И.Кириной в нижнем течении р.Лена в междуречье Моторчуна и Молодо. Учитывая редкие находки аммонитов, обоснование возраста этих отложений первоначально основывалось на данных изучения комплексов двустворчатых моллюсков, главным образом, ретроцерамов. Впервые детальное описание аммонитов семейства *Hildoceratidae*, собранных Т.И.Кириной из этих разрезов, было проведено Н.Г.Крымгольц [12], что позволило обосновать присутствие на востоке Сибирской платформы ааленского яруса в объеме двух зон — *Pseudolioceras (Tugurites) maclintocki* и *P. (T.) tugurensis*, а также нижней части байосского яруса, представленного слоями с *P. (T.) fastigatum* и *P. (T.) costistriatum*. В результате

те проведенных исследований Н.Г.Крымгольц вслед за Т.И.Кириной пришла к выводу об отсутствии тоарских отложений в междуречье Моторчуна—Молодо.

Ааленский ярус в бореальной юре охарактеризован специфическим комплексом аммонитов подрода *Tugurites* (и лишь в самом основании его отмечаются находки *P. (P.) beyrichi*), что не позволяет проводить прямую корреляцию местных зональных подразделений с западноевропейской шкалой. Однако выделяемые местные зоны уверенно сопоставляются с таковыми на Аляске и в Канаде, где наряду с *P. (Tugurites) spp.* обнаружены аммониты, позволяющие провести сопоставление с западноевропейским стандартом. К настоящему времени нижнеааленский подъярус в Восточной Сибири принят в объеме зоны *Pseudolioceras maclintocki*, в нижней части которой обособляются слои с *P. (P.) beyrichi* [4, 10, 20]. Неоднократно слои с *P. (P.) beyrichi* предлагалось рассматривать в сибирских разрезах в качестве самостоятельной зоны по аналогии с разрезами Дальнего Востока [6, 15]. Однако до сих пор не было достоверных данных о стратиграфическом взаимоотношении в сибирских разрезах видов *P. (P.) beyrichi* и *P. (T.) maclintocki*. И.В.Полуботко и Ю.С.Репин [14] подчеркивали условность разделения нижнеааленского подъяруса на две зоны. Представлялось более правильным показывать на схемах Сибири одну зону *P. (T.) maclintocki* со слоями с *P. (P.) beyrichi* в ее основании [13, 21].

Комплексное переизучение этих разрезов, проведенное в 80-х годах прошлого столетия группой специалистов СНИИГГиМС, в т.ч. В.Г.Князевым и В.П.Девятовым, позволило установить в отложениях, залегающих непосредственно ниже зоны *P. (T.) maclintocki*, еще один уровень с аммонитами, представленный слоями с *P. (P.) falcodiscus* (Quenst.). Анализ стратиграфического положения этого вида в стратотипических разрезах северо-западной Европы свидетельствует о его приуроченности к верхам верхней части тоарского яруса, что и послужило основанием для выделения в сибирских разрезах тоарского яруса самой верхней его зоны — *P. (P.) falcodiscus* [9, 10, 11]. Зона *falcodiscus*, располагающаяся между зонами *wuerttenbergeri* и *maclintocki* и сопоставляемая со стандартной зоной *Dumortieria levesquei*, являлась тем недостающим звеном в единой филогенетической линии рода *Pseudolioceras*, которое и способствовало смыканию тоар-ааленских аммонитовых зон в изученном регионе. Установление этой зоны дало возможность более объективно провести границу между нижним и средним отделами юрской системы на северо-востоке Азии (между зонами *falcodiscus* и *maclintocki*).

В настоящее время появились данные, уточняющие стратиграфический диапазон *P. (P.) beyrichi* (Schloen.) в разрезах северо-западной Европы. Последними исследованиями М.Ховарта [23] и С.Элми с коллегами [22] было установлено, что нижний предел вертикального распространения *P. (P.) beyrichi* (Shloen.) в стандарте охватывает и верхнюю часть тоарского яруса, что значительно снижает стратиграфическое значение этого таксона при обоснова-

нии границы тоара и аалена. Необходимо отметить, что *P.(P.) beyrichi* (Schloen.), в объеме которого мы рассматриваем и *P. (P.) replicatum* (Buck.), тесно связан с *P.(P.) falcodiscus* (Quenst.). Эти виды являются последовательными стадиями единой филогенетической ветви. При сравнении онтогенезов четко видно их близкое родство: *P.(P.) falcodiscus* (Quenst.) является как бы «сильно выросшей юной формой» *P.(P.) beyrichi* (Schloen.). Раковины этих видов различаются только на внешних оборотах, где у *P.(P.) beyrichi* (Schloen.) ребра расплывчаты, а в умбональной области представлены струйками нарастания, тогда как у *P.(P.) falcodiscus* (Quenst.) ребристость четкая. Все изложенное свидетельствует о том, что в пограничных тоарских и ааленских слоях отмечена непрерывная филогенетическая последовательность близко родственных видов — *P. (P.) falcodiscus* (Quenst.) и *P. (P.) beyrichi* (Schloen.), являющихся возможно возрастными градами одного вида. Таким образом, наиболее целесообразно проводить границу между тоарским и ааленским ярусами, и, соответственно, между нижним и средним отделами юры на северо-востоке Азии, по появлению типичных представителей *P. (T.) maclintocki* (Haught.), характеризующихся «ребристой стадией», охватывающей более двух оборотов, включая жилую камеру.

Аален-нижнебайосские отложения широко развиты на территории Восточной Сибири и прослежены в различных фациальных зонах от восточного Таймыра на западе и до левобережья р.Лена — на востоке. К сожалению, на восточном Таймыре в отложениях этого возраста амониоиды не были обнаружены и расчленение разреза проведено по ретроцерамам [13].

В береговых обрывах Анабарского залива и Анабарской губы нижнеааленский подъярус выделялся по находке *Pseudolioceras* sp. (cf. *maclintocki* Haugh.) [16], позднее переопределенного в позднетоарский *P.(P.) falcodiscus* (Quest.) [9, 11]. В настоящее время эти отложения отнесены к позднетоарско-раннеааленской хоргонской свите. Они перекрываются с размывом арангастахской свитой позднеааленского—раннебайосского возраста, установленного по находкам *P. (T.) whiteavesi* (White) и *P. (T.) fastigatum* (West.) [13, 21].

В верхнем подъярусе ааленского яруса на территории Восточной Сибири, как и на Дальнем Востоке и северо-востоке России, ранее выделялась одна зона *P. (Tugurites) tugurensis* [6, 20]. В дальневосточных разрезах верхнеааленский подъярус выделен по совместному нахождению представителей рода *Erycitooides* и видов *P. (T.) tugurensis* Kalach. et Sey и *P. (T.) whiteavesi* (White). На северо-востоке России встречаются только виды *P. (T.) tugurensis* Kalach. et Sey и *P. (T.) whiteavesi* (White), причем, последний распространен значительно шире. В Восточной Сибири *P. (T.) whiteavesi* (White) до сих пор остается единственным видом амониитов, характеризующим верхнеааленский подъярус. Поэтому в качестве индекса верхнеааленской амонитовой зоны использовался *P. (T.) whiteavesi* (White) [4] или оба вида: *P. (T.) tugurensis* Kalach. et Sey. и *P. (T.) whiteavesi* (White) [14]. В новой версии бореального зонального стандарта в самой верхней части ааленского яруса добавлена зона *P. (T.) tugurensis* [5].

Представительный разрез нижнеааленского подъяруса (келимлярская свита) вскрыт в береговых обрывах р.Келимир, где на верхнетоарских отложениях с *P. (P.) compactile* (Simp.) и *P. (P.) falcodiscus* (Quenst.) залегает пачка глин с

P. (P.) beyrichi (Schloen.) и *P. (T.) maclintocki* (Haught.) [9, 10]. К сожалению, при неоднократном изучении этого разреза не было найдено амонитов, указывающих на присутствие верхнеааленских и нижнебайосских отложений. Поэтому весьма сомнительна привязка найденного в осипи *P. (T.) cf. whiteavesi* (White) и отнесение к верхнему аалену девятой пачки келимлярской свиты на горе Кыстык-Хая [1, 13, 21].

В настоящей работе приведено описание наиболее представительного разреза ааленских и нижнебайосских отложений, обнаженного в береговых обрывах р.Молодо и ее притоков, где в результате дополнительных сборов была установлена непрерывная видовая последовательность амонитов рода *Pseudolioceras*, состоящая из видов-индексов всех зон от позднего тоара до раннего байоса включительно. Данный разрез предлагается в качестве эталона для построения зональной амонитовой шкалы этого интервала времени Восточной Сибири.

Наиболее полный и непрерывный разрез прослежен в долине правого притока р.Молодо на левобережье р.Сунгюде в 3 км выше устья р.Бырдья-Юрэх (см. рисунок, обн. 4). Ранее этот разрез указывался в качестве стратотипа сунгюдинской свиты, но последующими исследованиями [3] было показано, что нижняя толща этой свиты является, по существу, сунтарской свитой (тоар—аален), а средняя и верхняя по стратиграфическому положению и диагностической характеристике соответствуют ранее выделенной В.А.Вахрамеевым [2] кыстатымской свите с двумя ее подсвитами (аален—нижняя часть бата), а поскольку в стратотипической местности нижняя граница нижнекыстатымской свиты В.А.Вахрамеева (р.Лена, мыс Кыстатым) не была установлена, становится ясно, что нижняя глинистая толща так называемой сунгюдинской свиты по сути является сунтарской, средняя песчаная — нижнекыстатымской, верхняя глинистая — верхнекыстатымской подсвитой. В непосредственной близости от обн. 4 геологами Амакинской геологоразведочной экспедиции пробурена колонковая скв. 6/9. Это позволило уточнить мощность выделяемых подразделений. Указанная Т.И.Кириной мощность сунгюдинской свиты по обнажениям соответствует суммарной мощности сунтарской, нижней и верхней подсвит кыстатымской свиты (соответственно 24,5; 25 и 27 м).

Сунтарская свита мощностью 24,5 м представлена существенно глинистой монотонной толщей, сложенной плитчатыми алевритистыми и алевритовыми глинами, вверху глинистыми мелкозернистыми алевритами темно-серого цвета, внизу коричневатыми с поверхности. В обнажениях описано несколько уровней эллипсоидальных конкреций известковистого алевролита. В верхней части свиты (обн. 8, слой 2) конкреции имеют шаровидную форму. Граница с верхнеплинсбахской частью моторчунской свиты (ожелезненные вязкие неяснослойстые глины с частыми прослоями известковистых конкреций, образующих мостовую, и остатками амальтеид) обнажена на р.Молодо в 2,5 км ниже устья р.Муогдан (обн. 9). Она достаточно четкая, ровная, проводится по резкой смене окраски и отдельности пород, появлению ростров белемнитов. Верхняя граница свиты прослеживается в обнажениях 4 и 8 и проводится, вероятно, по перемыву (гравий, галька, обломки древесины в линзах сильно глинистого песка).

Возраст сунтарской свиты здесь по находкам *P. (P.) falcodiscus* (Quenst.) датируется в основном поздним тоаром. Однако в точке наблюдения 11 и в обн. 8 самая

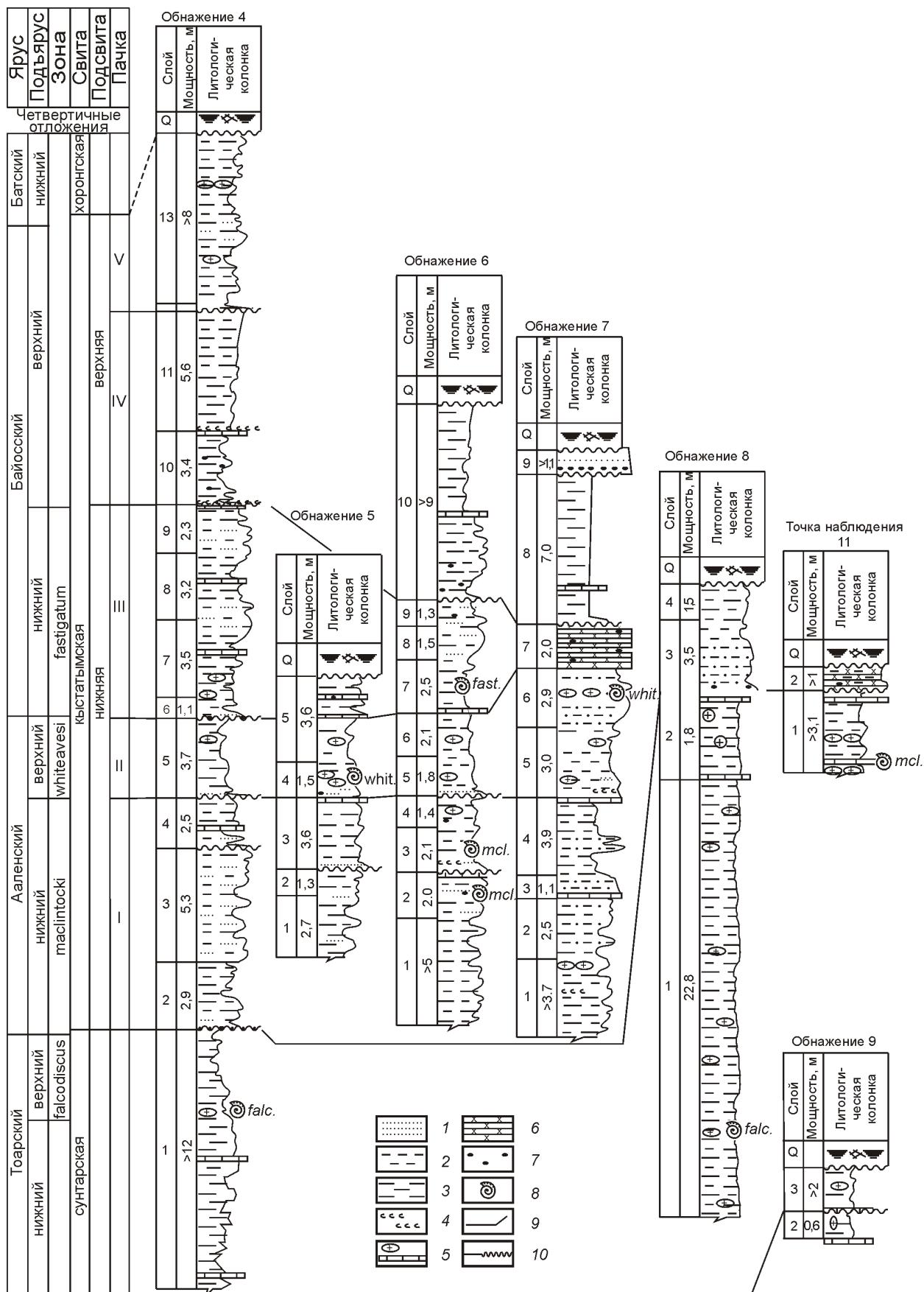


Схема сопоставления разрезов ааленских и байосских отложений в долине р.Молода:

1 — пески; 2 — алевриты; 3 — глины; 4 — ракушняки; 5 — конкреции и конкреционные прослои; 6 — песчаники; 7 — галька; 8 — раковины аммонитов; 9 — линии корреляции; 10 — поверхность размыва; видовые названия аммонитов: *falc.* — *P. (P.) falcodiscus*; *mcl.* — *P. (T.) maclintocki*; *whit.* — *P. (T.) whiteavesi*; *fast.* — *P. (T.) fastigatum*

верхняя часть свиты охарактеризована *P. (T.) maclintocki* (Haught.), свидетельствующими о раннеааленском возрасте этой части свиты. Не исключено, что на северо-востоке Сибирской платформы имеет место возрастное скольжение верхней границы сунтарской свиты.

Несмотря на некоторые undulations мощности и строения отдельных слоев (см. рисунок) в разрезе кыстатымской свиты долины р.Молодо можно выделить пять пачек: I—III отвечают нижней подсвите, IV и V — верхней. Вторая и третья пачки нижнекыстатымской подсвиты (25 м) начинаются маломощными пластами мелкозернистого светло-серого песка или крупнозернистого алевролита с остатками ракушки и позвонков рептилий, залегающими с размытом на подстилающих отложениях. Вверх по разрезу породы постепенно переходят в алевриты и алевритовые глины с линзочками песка и ракушняков. Разрез обычно заканчивается новым опесчаниванием алеврито-глинистых пород, которые приобретают зеленоватый оттенок, часто содержат крупные обломки древесины. В северных разрезах особенно хорошо прослеживается вторая пачка, включающая шаровидные конкреции известковистого алевролита с многочисленными остатками морских организмов (в обн. 4 таких конкреций нет). Первая пачка более грубозернистая в средней части.

Анализ распределения видов рода *Pseudolioceras* по разрезу кыстатымской свиты указывает на присутствие здесь нижнеааленского подъяруса (зона *maclintocki*), отвечающего первой пачке; верхнеааленского подъяруса (зона *whiteavesi*) — вторая пачка; нижней части байосского яруса (зона *fastigatum*) в объеме третьей пачки.

Верхнекыстатымская подсвита сложена двумя пачками преимущественно тонкоотмученных темно-серых коричневатых глин с пластообразными известково-глинистыми стяжениями. В породах, как и по всему разрезу подсвиты, встречается редкая рассеянная галька, полуокатанные валуны магматических, метаморфических и осадочных пород. Границы пачек подчеркнуты перемывами. Граница с нижней подсвิตой быстрая и очень отчетливая.

Вышележащая хоронгская свита в районе не обнажается. В колонковых скважинах граница кыстатымской и хоронгской свит четкая и проводится по резкой смене глин песками.

Таким образом, разрез юрских отложений в береговых обрывах р.Молодо и ее правого притока р.Сюнгюде — уникальный в отношении палеонтологически обоснованных границ ааленского яруса, нижнего и среднего отделов юрской системы. Этот разрез является опорным и для составления автономных зональных шкал по различным параграфическим группам фоссилий с целью более уверенных близких и дальних корреляций рассматриваемого стратиграфического интервала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басов В.А., Соколов А.Р. Особенности распределения фораминифер и некоторые вопросы стратиграфии юры бассейна р.Келимир / Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. —Л.: Севморгеология, 1983. С. 50—62.
2. Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилойской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба / Региональная стратиграфия, Т. 3. —М.: Изд-во АН СССР, 1958.
3. Девятов В.П., Князев В.Г., Сапьянник В.В. Реперные горизонты в нижней и средней юре Сибири / Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. — Новосибирск, 1988. С. 53—60.
4. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 99—128.
5. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В. и др. Бореальный зональный стандарт юры: обсуждение новой версии // Мат-лы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». —М., 2005. С. 89—96.
6. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. —М.: Недра, 1991.
7. Калачева Е.Д., Сей И.И. *Tugurites* — новый позднеааленский северотихоокеанский род // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 2. С. 449—452.
8. Калачева Е.Д., Сей И.И. Некоторые ааленские тихоокеанские аммониты / Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. —М.: Наука, 1972. С. 89—101.
9. Князев В.Г. Тоарские *Harpoceratinae* севера Азиатской части СССР / Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. —Новосибирск: Наука, 1991. С. 37—46.
10. Князев И.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. —Якутск, 1991.
11. Князев В.Г., Девятов В.П., Кутыгин Р.В. и др. Зональный стандарт тоарского яруса северо-востока Азии. —Якутск, 2003.
12. Крымгольц Н.Г. Ааленские и байосские аммониты Западной Якутии // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 20—30.
13. Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Ааленский ярус (средняя юра) Восточной Сибири: зональное расчленение, характерные двустворки и аммоидеи // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. Вып. 2—3. С. 73—85.
14. Полуботко И.В., Репин Ю.С. Зональное расчленение и корреляция тоарских и ааленских отложений Северной Сибири и северо-востока России / Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн. 2. Мезозой. —С.-Пб., 1994. С. 50—79.
15. Репин Ю. С. Юкагирский этап (поздний триас—средняя юра) истории седиментационного бассейна Северо-Восточной Азии // Автореф.дисс. ... докт. геол.-минер. наук. —С.-Пб., 1997.
16. Сакс В.Н., Меледина С.В., Месежников М.С. и др. Стратиграфия юрской системы севера СССР. —М.: Наука, 1976.
17. Сей И.И., Калачева Е.Д. Позднеааленские *Erycittodes* с южного побережья Охотского моря (Дальний Восток) / Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение. —М.: Наука, 1968. С. 35—41.
18. Сей И.И., Калачева Е.Д. Представитель северотихоокеанской аммонитовой фауны в низах байоса Дальнего Востока // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. —Новосибирск: Наука, 1974. С. 58—62.
19. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. —Л.: Недра, 1980.
20. Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой и кайнозой. —Новосибирск: Наука, 1984.
21. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. —Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000.
22. Elmi S., Rulleau L., Gabilly J., Mouterde R. Toarcien // Biostratigraphie du Jurassique ouest-europeen et mediterraneen // Bull. Centre Rech. Elf. Explor. Prod. Mem. 17. 1997. P. 437—505.
23. Howarth M. The Ammonite family *Hildoceratidae* in the Lower Jurassic of Britain // Paleontogr. Soc. London, 1992.

Рифовые системы в силуре и раннем девоне северо-востока Азии

В.В.БАРАНОВ

Силурийские и раннедевонские рифовые системы северо-востока Азии слабо изучены. Если некоторые раннедевонские рифовые постройки описаны [1], то о силурийских имеются только общие сведения [2]. Рифовые образования обладают прекрасными коллекторскими свойствами, поэтому с ними бывают связаны крупные месторождения нефти и газа. Карстовые пустоты, развивающиеся по рифам, служат ловушками для различных видов твердых полезных ископаемых. Например, на Урале к нижнедевонским рифовым постройкам приурочены крупные месторождения бокситов [11]. В силурийских и нижнедевонских отложениях Селенняхского кряжа, включающих рифы, обнаружены золототрутные месторождения невадийского типа [10]. Горизонты битуминозных пород раннедевонского возраста, обнаруженные исследователями на восточном склоне хр.Тас-Хаяхтах и Селенняхском кряже, косвенно свидетельствует об их потенциальной нефтесносности. Поэтому к погребенным палеозойским рифовым постройкам на шельфах морей Восточно-Сибирского и Лаптевых, а, возможно, и в Момо-Зырянской впадине, могут быть приурочены месторождения углеводородного сырья.

Силурийские и девонские рифовые системы входят в состав карбонатных платформ северо-востока Азии и образуют два рифовых пояса: Верхоянский и Новосибирско-Колымский (рис. 1).

Рифовые постройки в большинстве случаев были погружены. Отсутствие шлейфов с крупнообломочной составляющей свидетельствует о том, что верхняя их часть находилась ниже базиса волновой эрозии, и накопление осадков полностью компенсировалось скоростью прогибания морского дна. Наличие следов волноломов в виде пластов конгломерато-брекчий пока установлено лишь на западном склоне Яно-Индигирской платформы в ухватской свите раннего силура и на западном склоне Приколымской платформы в известковокарьерской свите раннего девона [1, 3].

Прежде чем перейти к описанию каркасных рифовых построек и их положению в разрезе рассмотрим сочетание основных абиотических факторов, которые в той или иной степени могли влиять на их становление и развитие: колебания уровня морского бассейна, эволюция климата и текtonическая активность.

В силуре и раннем девоне северо-востока Азии выделяется лландоверийско-лудловская и пржидольско-эмская части позднеордовикско-лудловского и пржидольско-эйфельского трансгрессивно-регressiveных мегациклов.

Лландоверийско-лудловская часть мегацикла состоит из двух регоциклитов: лландоверийско-венлокского и лудловского. Трансгрессивная компонента лландоверийско-венлокского регоциклиста представлена упорской, чибагалахской и ухватской свитами горной системы Черского, маутской, сандуганской и челмакской свитами Омулёвских гор, а регressiveная — сюрюктяхской и нижней половиной рябининской свит горной системы Черского, аникинской, хеканджинской и нижней половиной бizonской свиты Омулёвских гор. Трансгрессивная часть лудловского регоциклиста характеризуется пачкой в

10—80 м темно-серых раковинных конхиодиумовых известняков, встречающейся в нижней половине рябининской свиты Селенняхского кряжа и горной системе Черского, а также нижней половине бизонской свиты Омулёвских гор. Регressiveная компонента состоит из верхней половины рябининской и артыхюряхской свит хр.Улахан-Сис, Селенняхского кряжа и горной системы Черского, верхней половины бизонской и миринской свит Омулёвских гор, железнинской свиты Юкагирского плоскогорья.

Пржидольско-эмская составляющая мегацикла представлена пржидольским, лохковским, нижнепражским,

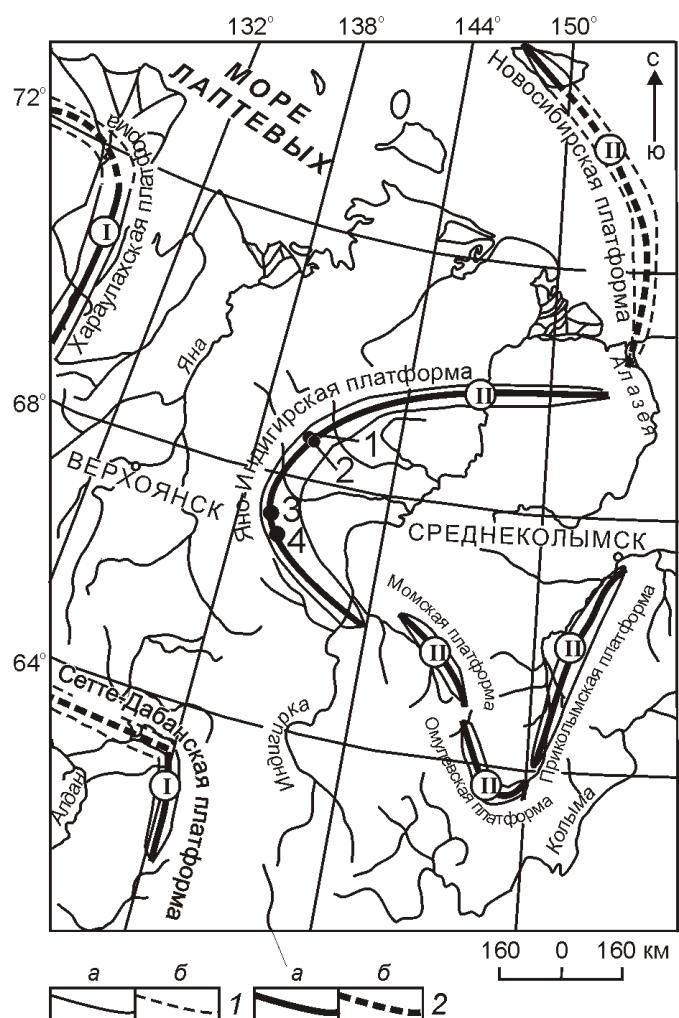


Рис. 1. Рифовые системы в среднем палеозое северо-востока Азии:

1 — границы карбонатных платформ: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; 2 — осевые линии рифовых поясов: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; массивы: 1 — Талындинский, 2 — Белогорский, 3 — Хобохалинский, 4 — Кресттуряхский; рифовые пояса: I — Верхоянский, II — Новосибирско-Колымский

верхнепражским регоцикличитами и эмской составляющей эмс-эйфельского регоцикликита.

Трансгрессивная компонента прижидольского регоцикликита характеризуется нижнеталындженской подсвитой: комковатые глинистые известняки с пластами брахиоподовых ракушняков, а регрессивная — верхнеталындженской подсвитой: доломиты с редкими пластами известняков и водорослевых биостромов. Трансгрессивная часть лохковского регоцикликита установлена на Селенняхском кряже, восточном склоне хр.Тас-Хаяхтах, в Южном Верхоянье и Омулёвских горах, где она представлена пачкой глинистых известняков с разнообразной бентосной и нектонной фауной мощностью 12—60 м. Регрессивная составляющая регоцикликита сложена монотонной толщей переслаивания сероцветных доломитов и биоморфных известняков с пластами коралловых биостромов, сложенных преимущественно ветвями табуляторомфных кораллов *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov.

Нижнепражский регоцикликит представлен в хр.Улахан-Сис, на Селенняхском кряже и в горной системе Черского сагырской свитой, в Южном Верхоянье — нижней половиной среднесеттедабанской подсвиты, Юкагирском плоскогорье (правобережье р.Колыма) — средней частью эльгенекской свиты. Трансгрессивная часть регоцикликита сложена темноцветными глинистыми, органогенно-детритовыми, часто биоморфными известняками с прослоями или пластами углеродисто-глинистых сланцев. В некоторых разрезах отмечаются пласти оолитовых и строматолитовых известняков. Эта часть регоцикликита прослеживается во всех фациальных зонах бассейна и является прекрасным маркирующим горизонтом. Регрессивная составляющая регоцикликита состоит из темноцветных коралловых известняков, сложенных преимущественно ветвями табуляторомфных кораллов *Yacutiorpora fallacis* (Yanet).

Верхнепражский регоцикликит представлен в хр.Улахан-Сис и на Селенняхском кряже неличенской свитой, в горной системе Черского — нижней и средней частями хобочалинской свиты, в Южном Верхоянье — верхней половиной среднесеттедабанской подсвиты, в Юкагирском плоскогорье — пока не установлено. Трансгрессивная часть регоцикликита отражает максимум стояния морского бассейна. С ним связано накопление углеродисто-глинистых пород нижнеобочалинской подсвиты горной системы Черского, глинистых известняков нижнениличенской подсвиты Селенняхского кряжа и хр.Улахан-Сис, пачки мощностью 20 м углеродисто-глинистых сланцев в верхней половине среднесеттедабанской подсвиты Южного Верхоянья. В конце пражского века на фоне развивающейся трансгрессии наступил кратковременный минимум, которому соответствует накопление биоморфных карбонатно-глинистых пород верхнениличенской подсвиты Селенняхского кряжа и хр.Улахан-Сис, верхней половины среднеобочалинской подсвиты горной системы Черского, верхней части среднесеттедабанской подсвиты Южного Верхоянья.

Эмская составляющая эмс-эйфельского регоцикликита представлена криворучьевской и герской свитами хр.Улахан-Сис и Селенняхского кряжа, верхнеобочалинской подсвитой, геремганджинской и герской свитами горной системы Черского, верхнесеттедабанской подсвитой и комарской свитой Южного Верхоянья, известковокарьерской и сахинской свитами Юкагирского плоскогорья. Трансгрессивная часть регоцикликита отражает верхний

максимум стояния морского бассейна. В карбонатных разрезах он сложен темноцветными мергелями, глинистыми сланцами, известняками, в терригенных — углеродисто-глинистыми сланцами с пластами микрозернистых известняков. На Юкагирском плоскогорье, на правобережье р.Колыма (Известковый карьер) обнажается только верх его трансгрессивной части. Регрессивная составляющая регоцикликита на большей рассматриваемой территории состоит из нижней карбонатной и верхней пестроцветной толщ, иногда с линзами сульфатов. В Южном Верхоянье она представлена пестроцветными базальтосодержащими отложениями, на Юкагирском плоскогорье — карбонатными и терригенными породами.

В силуре и раннем девоне территория северо-востока Азии находилась в зоне тропического климата и какая-либо поясная климатическая зональность здесь не установлена, но в разрезе по изменению литологического состава пород прослеживается четкая климатическая цикличность. Для силурийского периода В.М.Синицын [9] отмечает направленное изменение климата от гумидного (муссонного) в лландоверийском веке до аридного в лудловском. Такая же тенденция сохраняется и на северо-востоке Азии. Это подтверждается накоплением в лландоверийское и ранневенлокское время толщ углеродисто-глинистых сланцев с пластами граптолитовых разностей (упорская свита горной системы Черского, аниккийская и челмакская свиты Омулёвских гор). Начиная с позднего венюка и до конца раннего лудлова сохраняется климат, переходный от гумидного (муссонного) к аридному. В это время количество осадков и соответственно вынос с суши глинистого материала резко сокращаются, а в морском бассейне доминируют процессы карбонатообразования (рябининская свита хр.Улахан-Сис, Селенняхского кряжа и горной системы Черского, бизонская свита Омулёвских гор). На поздний силур (лудфорд) приходится пик аридизации климата. К этому же промежутку времени приурочено и накопление пестроцветных карбонатно-сульфатоносных толщ (артыхюряхская свита Селенняхского кряжа и горной системы Черского, мирнинская свита Омулёвских гор и железнинская свита Юкагирского плоскогорья). С начала прижидольского века позднего силура и до конца раннепражского времени раннего девона территория северо-востока Азии находилась под влиянием климата, переходного от аридного к гумидному (муссонному). В это время происходит постепенное увеличение количества осадков; эпоха сульфатонакопления сменяется эпохой карбонатообразования. В прижидольском веке отложения мелкого шельфа установлены только в хр.Улахан-Сис, на Селенняхском кряже, в осевой части и на восточном склоне хр.Тас-Хаяхтах (талындженская свита) и юго-западном склоне Омулёвских гор (ягоднинская свита). На остальной территории до начала позднего лохкова в полуизолированных лагунах продолжается накопление пестроцветных, в основном красноцветных гипсоносных толщ. Пик гумидизации климата отмечается в интервале поздний пражий—ранний эмс, с кратковременным засушливым периодом, приходящимся на вторую половину пражского века. К этому промежутку времени приурочено накопление углеродисто-глинистых пород (хобочалинская свита горной системы Черского, верхняя половина сеттедабанской свиты Южного Верхоянья, голышевская свита Момского хребта, нижнеурультунская подсвита Омулёвских гор). В позднем эмсе господствовал климат, переходный от гу-

мидного к аридному. Количество выпадающих осадков в этот промежуток времени резко сократилось; эпоха накопления углеродисто-глинистых пород сменилась эпохой карбонатонакопления (геремтанджинская свита Селеняхского кряжа и горной системы Черского, верхнеуральская подсвита Омулёвских гор, верхи сеттедабанской свиты Южного Верхоянья). В конце позднеэмского и, вероятно, в течение всего эйфельского времени изученная территория находилась в зоне аридного климата. Это констатируется накоплением мощных красноцветных толщ с прослойями гипса и ангидрита (герская свита хр. Улахан-Сис, Селеняхского кряжа и горной системы Черского, гипсоносная толща Момского хребта, вояхская свита Омулёвских гор). В Южном Верхоянье в конце эмского века накапливается пестроцветная вулканогенно-осадочная толща.

Рифообразование происходило в течение всего силура и раннего девона. Его интенсивность коррелируется с колебаниями уровня морского бассейна и инверсиями климата. Рифовые образования представлены бескаркасными постройками — иловыми холмами, сложенными отдельными полипняками и ветвями табулятоморфных кораллов, ценостеумами страматопорат и криноидеями, и каркасами биостромами, биогермами и рифами, ведущую роль в образовании которых играли водоросли, табулятоморфные кораллы, строматопороиды и иглокожие. Наиболее крупные органогенные постройки приурочены к финальным стадиям трансгрессивно-регресивных мегациклов и установлены в позднем венлоке — раннем лудлове: Талындженский рифовый и Крестюряхский биогермный массивы, и раннем девоне: Белогорский биогермный массив на Селеняхском кряже и Хобочалинский биостромный массив в хр. Тас-Хаяхтах.

Талындженский рифовый массив расположен на Селеняхском кряже и прослеживается вдоль правого борта р. Талында более чем на 12 км от руч. Гон до р. Сеймчан и далее ниже по течению в порогах р. Сакында (рис. 2, А). Два его небольших выхода установлены и на левобережье р. Талында: первый напротив устья руч. Гон и второй — напротив устья руч. Кривой. Рифовый массив входит в состав рябининской свиты. Он имеет асимметричную форму с более крутым северо-восточным склоном. Его максимальная высота между устьями руч. Кривой и р. Сеймчан составляет около 300 м, а в северо-западном и юго-восточном направлениях она плавно уменьшается. Рифовый массив сложен водорослевыми валами (биогермами), в поперечном сечении имеющими эллипсоидальную форму и спиралевидную структуру. Длина их колеблется от первых метров до первых десятков метров, а диаметр поперечного сечения — от первых метров до полутора десятков метров. На поперечных сечениях биогермов прекрасно видно, что каждый из них состоит из биогермных образований более низкого порядка, также имеющих эллипсоидальную форму. Полости между ними заполнены карбонатным материалом. В северо-восточном направлении рифовый массив замещается темно-серыми микрозернистыми доломитами, северо-западном — темно-серыми микрозернистыми доломитами с пластами брахиоподовых ракушняков, а юго-западном и южном — красноцветными мергелями. Перекрывается массив артыхюрских свитой мощностью 100 м, представленной красноцветными песчаниками.

Крестюряхский массив расположен на правом борту р. Крест-Юрях в хр. Тас-Хаяхтах (см. рис. 2, Б). При длине

3 км его высота составляет около 700 м. Он входит в состав рябининской свиты и представлен серией одиночных водорослевых биогермов, расположенных в толще слоистых доломитов. В 2 км к северу, в бассейне р. Артых-Юрях, массив окаймлен зариевыми фациями, представленными слоистыми доломитами с пластом в 2 м конхициумовых ракушняков, входящих в состав рябининской свиты, которая перекрывается сульфатоносной пестроцветной артыхюрской свитой. В 12 км к западу, в истоках р. Болдыма, зариевые фации состоят из толщи гипсоносных мергелей и доломитов мощностью до 400 м. Перекрывается массив красноцветными мергелями артыхюрской свиты.

Силурийские рифовые образования Момского хребта, Омулёвских гор, Юкагирского плоскогорья и Южного Верхоянья практически не изучены. Лишь в монографии М.М. Орадовской [8, рис. 10] приведено изображение водорослевых биогермов по руч. Мирный в Омулёвских горах, а в Южном Верхоянье в верхней половине таяхской свиты (венлок) отмечаются биогермные постройки, образованные табулятоморфными и четырехлучевыми кораллами [4].

В позднее лудфордское время площади карбонатонакопления и, соответственно, рифообразования резко сокращаются. Талындженский рифовый и Крестюряхский биогермный массивы прекращают существование. Талындженский перекрывается мощной (до 100 м) толщей красноцветных песчаников, а Крестюряхский — красноцвет-

А



Б



Рис. 2. Талындженский рифовый (А) и Крестюряхский биогермный (Б) массивы

ными мергелями с линзовидными прослойами гипса и ангидрита мощностью до 410 м.

В приодольском веке в связи с начавшейся трансгрессией осадки мелкого шельфа установлены лишь на территории хр. Улахан-Сис (бассейны рек Правый Наанчан, Кусаган-Юрэх, Озерная и Кресты), Селенняхского кряжа (бассейны рек Талынджа, Сакында и Джапканджа-1), на восточном склоне хр. Тас-Хаяхтах (бассейны рек Тэбэйт, Борыллах и Нахатта) и юго-западном склоне Омулёвских гор (бассейн р. Таскан). На остальной территории северо-востока Азии продолжали накапливаться сульфатоносные и терригенные красноцветные осадки. Основными рифостроителями в это время оставались водоросли. На отмелях они образовывали плоские, линзовидные, маломощные тела биостромов, а сообщества замковых брахиопод *Atrypoidea phoca* (Salter) и *Collarothyris canaliculata* (Wenjukow) — иловые холмы (ракушняковые банки).

В лохковском веке также не отмечено крупных органогенных построек, но наряду с водорослевыми, образуются маломощные (0,1—0,3 м) коралловые (табулятовые) биостромы, сложенные полипняками *Favosites admirabilis* Dubatolov и *F. socialis* Sokolov et Tesakov. Они встречены в даттинской свите Селенняхского кряжа.

В первой половине пражского века продолжалось формирование биостромов. В качестве каркасостроителей выступали водоросли, табуляты, колониальные ругозы и строматопораты. Два крупных биострома встречены в нижнесагырской подсвите Селенняхского кряжа на правобережье р. Талынджа. Здесь, на правом борту среднего течения руч. Гон, каркас первого биострома сложен крупными (до 0,4 м в диаметре) караваевидными, булковидными и уплощенными полипняками табулят *Caliapora macroporosa* Dubatolov и *Squameofavosites frequens* Smirnova, плотно наросшими друг на друга. Промежутки между ними заполнены веточками табулят *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov, реже *Yacutiorpora innae* (Dubatolov) и глинисто-известковым матриксом (20%) с большим количеством раковинного детрита. Верхняя часть биострома (0,8 м) состоит из стелющегося полипняка аулопорид. Мощность биострома 7 м. Он прослеживается на левый водораздел руч. Гон, где его мощность возрастает до 14 м [1].

Второй биостром залегает в 55 м выше по разрезу. Каркасостроители представлены крупными (до 0,5 м в диаметре) караваевидными полипняками ругоз *Taimyrophyllum grande* (Dun in Benson) и табулят *Favosites kolymensis* Tchernyshev, *Squameofavosites frequens* Smirnova, ветвистыми полипняками табулят *Yacutiorpora innae* (Dubatolov), ругозами *Pseudoamplexus altaicus* (Dybovski), булковидными и пластинчатыми полипняками строматопорат. Промежутки между полипняками заполнены мелкими веточками *Yacutiorpora fallacis* (Yanet), раковинами брахиопод, члениками криноидей, шламовым детритом, глинистым материалом. Мощность 12 м. Биостром прослеживается вниз по течению вдоль правого борта р. Талынджа на протяжении 12 км до руч. Медвежий, где его мощность уменьшается до 7 м.

На этом же стратиграфическом уровне расположен коралловый биостром на левобережье р. Кресты в хр. Улахан-Сис. Здесь, на правом водоразделе ручья Крестовки, он образован крупными до (0,2—0,3 м в диаметре) полипняками табулят *Favosites kolymensis* Tchernyshev, *Squameofavosites frequens* Smirnova, *Alveolites krekovensis*

(Dubatolov), ругозами *Pseudoamplexus altaicus* (Dybovski), *Taimyrophyllum grande* (Dun in Benson). Промежутки между ними заполнены веточками табулят *Pachypora cylindrica* Tchernyshev, *Yacutiorpora fallacis* (Yanet), ругозами, раковинами брахиопод, крупным и мелким детритом, сцепментированным разнозернистым известняком.

В Южном Верхоянье в раннепражское время также образовывались биостромы. Один из них встречен в среднесеттебанской подсвите. На правобережье р. Восточная Хандыга, на правом борту руч. Тихий каркас биострома сформирован табулятами и, в меньшей степени, строматопоратами. Каркасостроители составляют около 70% биострома и представлены караваевидными и булковидными полипняками *Favosites kolymensis* Tchernyshev, *Squameofavosites frequens* Smirnova, *Caliapora macroporosa* Dubatolov и пластинчатыми полипняками *Alveolites krekovensis* (Dubatolov), тесно расположенным по отношению друг к другу. Промежутки между ними заполнены средними и мелкими обломками ветвей табулят *Parastriatopora rzonsnickjae* Dubatolov, *Yacutiorpora innae* (Dubatolov), мелкими веточками *Pachypora acuta* (Tchudinova), *Striatopora tschichatschewi* Peetz, члениками криноидей, раковинами брахиопод *Kholbotchonia rugmaea* (Alekseeva) и панцирями трилобитов, сцепментированных черным глинистым органогенно-детритовым известняком, количество которого не превышает 10% от массы биострома; 70% массы каркасостроителей захоронены *in situ*, остальные перевернуты. В двух метрах выше биострома залегает пласт органогенного известняка (мощность 0,9 м), сложенный пластинчатыми полипняками табулят *Alveolites krekovensis* (Dubatolov). Реже встречаются караваевидные полипняки *Squameofavosites frequens* Smirnova. Обрастания не наблюдается. Расстояние между полипняками по вертикали 2—8 см, по горизонтали 5—8 см. Полипняки захоронены *in situ*, редко перевернуты. Еще выше залегают 5 органогенных пластов, сложенных ветвями *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov. Мощность биострома 3 м.

Далее, почти до конца пражского века, несмотря на наличие рифостроящих организмов, существовали неблагоприятные условия для образования каркасных рифовых построек. Муссонный климат с ливневыми осадками способствовал площадному смыву с суши значительного количества глинистого материала, что приводило к заиливанию рифовых построек и массовой гибели рифостроящих организмов. Для этого времени характерно формирование только бескаркасных рифовых образований типа иловых холмов. В конце пражского века на общем фоне максимума трансгрессии отмечается кратковременный регрессивный минимум. К этому интервалу времени приурочено образование коралловых биостромов. Один из них встречен на Селенняхском кряже на правобережье р. Талынджа на водоразделе ручьев Неличен и Ледниковый в кровле верхненеличенской подсвиты. Каркас биострома сложен крупными (до 0,7 м в диаметре) полипняками табулят *Squameofavosites bohemicus* (Pocta), *Scoliopora crassicaulis* (Dubatolov) и ругоз, причем ветвистые формы находятся в базальной части биострома. Промежутки между полипняками заполнены черным известково-глинистым детритовым материалом, в котором встречаются веточки табулят *Pachypora cylindrica* Tchernyshev, *Alveolites karmakensis* Tchernyshev, *Coenites anastomosus* Mironova, *Egosiella kuznetskiana* (Tchernyshev), раковины брахиопод, остра-

код, гастропод, членики криноидей. Мощность биострома 12 м.

Начало эмского века (фаза *kitabicus*) было неблагоприятным для образования каркасных рифовых построек. Вероятно, это было обусловлено резким повышением уровня морского бассейна, увеличением количества осадков, что приводило к выносу с суши значительного объема глинистого материала и заиливанию органогенных построек. Рифовые постройки начали появляться только в начале фазы *excavatus*, когда климат стал суще и количество осад-

ков сократилось. Основными рифостроителями продолжали оставаться водоросли и табулятоморфные кораллы.

Белогорский биогермный массив входит в состав криворучьевской свиты (рис. 3). Он расположен на Селеняхском кряже на правобережье р. Талында на водоразделе ручьев Самыр-Гон и Гон-Первый. Нижняя его часть образована криноидно-водорослевыми биогермами, расположенными в толще органогенно-детритовых, иногда глинистых известняков. Высота построек составляет 1—3 м при длине 2—15 м. Межбиогермные отложения сложены

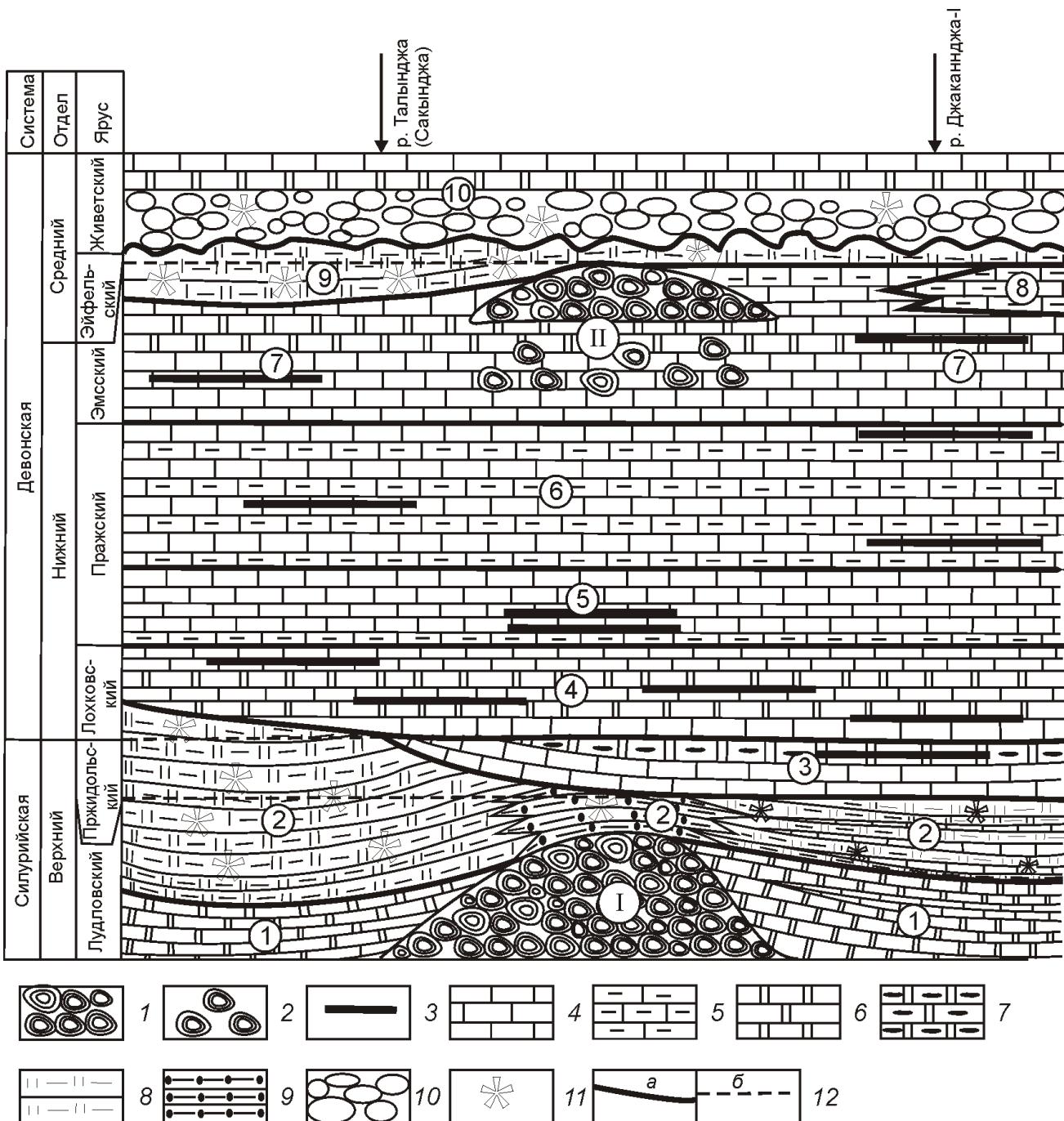


Рис. 3. Литофациальный разрез через Талындинский рифовый (I) и Белогорский (II) биогермный массивы:

каркасные рифовые образования: 1 — рифы, 2 — биогермы, 3 — биостромы; 4 — известняки; 5 — глинистые известняки; 6 — доломиты; 7 — доломиты с кремнистыми прослоями; 8 — мергели; 9 — алевролиты; 10 — конгломераты; 11 — пестроцветность; 12 — границы: а — литостратиграфические, б — геохронологические; свиты (цифры в кружках): 1 — рябининская, 2 — артыхюряхская, 3 — талындинская, 4 — датинская, 5 — сагырская, 6 — неличенская, 7 — криворучьевская, 8 — гереманджинская, 9 — герская, 10 — пряникская

раковинными, преимущественно слоистыми брахиоподовыми, а перекрывающие — табулятовыми известняками. Рифолюбы представлены здесь остатками бентосных и нектонных животных разнообразного таксономического состава. Верхняя часть массива образована крупным биогермом, в формировании каркаса которого принимали участие известкововыделяющие водоросли. Он сложен белыми и светло-серыми массивными, микрозернистыми доломитами. Его максимальная высота около 200 м при длине около 3 км. В северо-восточном направлении он замещается известняками, сложенными раковинами брахиопод *Elythyna salairica* Rzonsnitskaja.

Хобочалинский биостромный массив входит в состав верхней половины геремганджинской свиты (поздний эмс). Он описан в береговых обрывах по руч. Искра левому притоку р. Хобочало (горная система Черского, хр. Тас-Хаяхтах). Биостромный массив сложен толщей ритмично переслаивающихся биостромов и мергелей. Каркас биостромов образован средними, реже крупными полипняками *Favosites goldfussi* d'Orbigny, *Syringopora* sp., пластинчатыми полипняками *Alveolites krekovensis* (Dubatolov) с рас-

ходящимися лопастями, крупными ветвями *Alveolites polenowi* Peetz. Промежутки между полипняками заполнены коричневым глинистым дегритовым известняком с веточками *Subcladopora elegans* (Dubatolov), *Alveolites figuratus* (Dubatolov), *A. karmakensis* (Tchernyshev), *Scoliopora delecta* Alkhovik, ругозами *Pseudodigonophyllum trabeculum* Kravzov и алевролитами известкового, кварцевого и смешанного составов. Опишем характер переслаивания: 1) мергели 8,4 м; 2) биостром 9,2 м; 3) мергели, тонкослоистые известняки 12,6 м; 4) биостром 9,2 м; 5) мергели с пластом известняка 7,1 м; 6) биостром 1,8 м; 7) мергели 1,8 м; 8) слоистые известняки 2,5 м; 9) биостром 0,8 м; 10) мергели 7,1 м; 11) биостром 4,2 м; 12) мергели органогенно-дегритовые и слоистые известняки с брахиоподами *Chalimia gracilis* Baranov; конодонтами: *Pandorinellina expansa* Uyeno, *Polygnathus inflexus* Baranov, *Sannemannia glenisteri* (Klapper) 8,4 м; 13) биостром 2 м; 14) мергели 8,4 м; 15) биостром 5 м; задерновано 21 м; 16) биостром 2,1 м; 17) слоистые известняки 4,2 м. Общая мощность массива составляет 113,8 м. Он перекрывается темно-серыми до черных, толстоплитчатыми, тон-

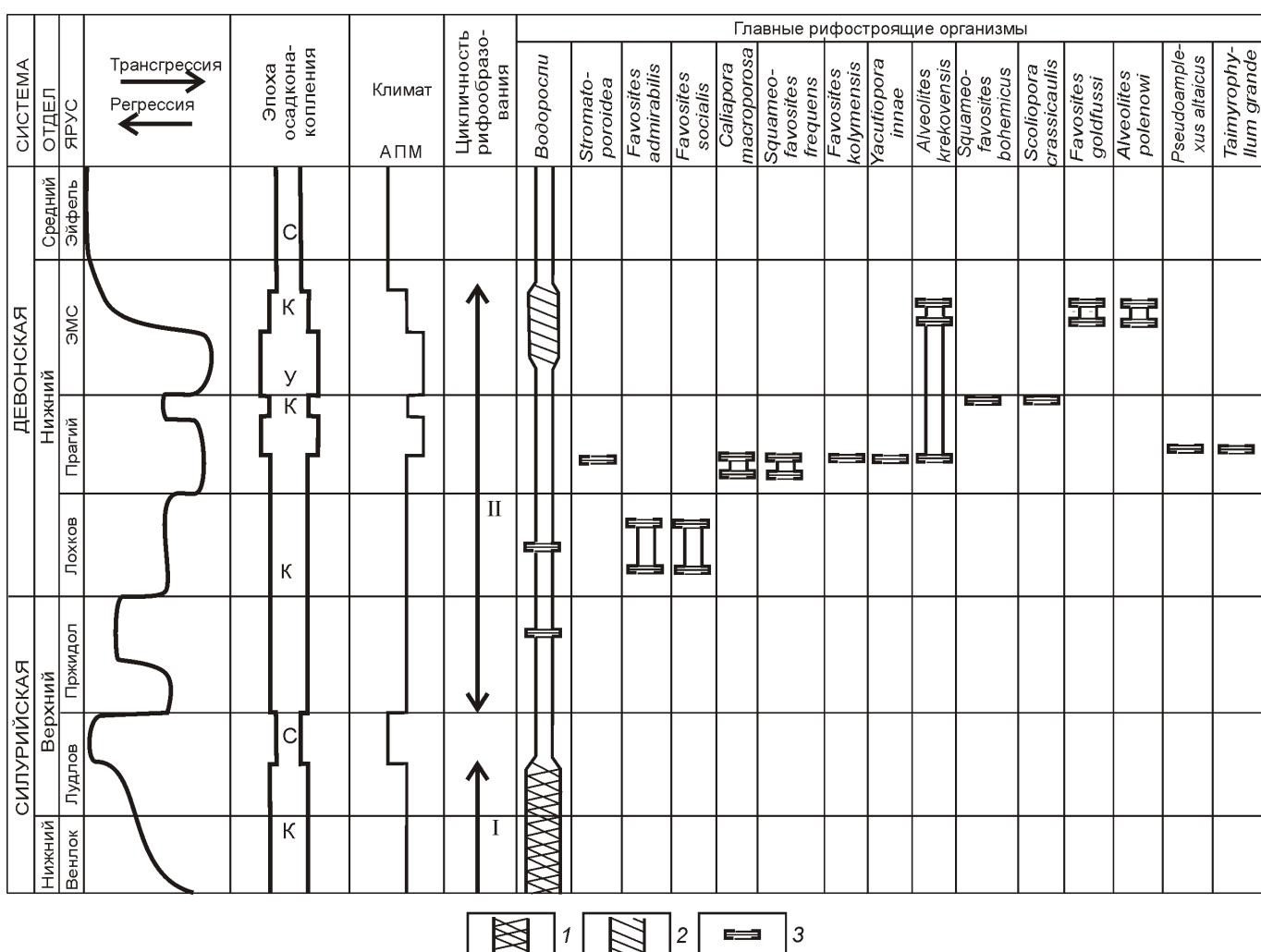


Рис. 4. Эволюция рифовых систем:

циклы II порядка: I — позднеордовикско-раннелудловский, II — прижидольско-раннедевонский; эпоха: С — сульфатонакопления; К — карбонатообразования; У — накопления углеродисто-глинистых пород; 1 — рифы; 2 — биогермы; 3 — биостромы; климат: А — аридный; П — переходный от аридного к муссонному; М — муссонный

козернистыми известняками с многочисленными органогенными прослойями, сложенными ветвями *Scoliopora delecta* Alkhovik и пластинчатыми полипняками *Alveolites krekovensis* (Dubatolov). Среди них встречаются редкие раковины спириферид *Elythyna salairica* Rzonsnitskaja.

В позднем эмсе и начале эйфеля процессы рифообразования полностью прекратились. В результате крупной регрессии на большей части территории северо-востока Азии процессы карбонатонакопления сменились сульфатообразованием.

Цикличность процессов рифообразования рассматривается во многих работах [5—7, 12—14 и др.]. В.Г.Кузнецов [7] в палеозое выделяет четыре цикла длительностью от части периода до нескольких периодов. Среднепалеозойская эпоха рифообразования отнесена им ко второму наиболее продолжительному позднеордовикско-позднедевонскому циклу, который можно считать циклом I порядка. На северо-востоке Азии внутри этого цикла установлены соподчиненные циклы II порядка (рис. 4). Для них, как правило, характерна асимметрия: продолжительная инициальная стадия, характеризующаяся образованием сначала бескаркасных рифовых построек, затем возникновение каркасных построек небольшой мощности — биостромов и биогермов, и на короткой финальной стадии формирование рифов, биостромных и биогермных массивов. Интенсивность рифообразования возрастает с позднего ордовика и достигает пика в позднем силуре (позднем венлоке—раннем лудлове). Затем в позднелудловское время рифообразование прекращается и следующий цикл начинается в пржидольско-раннедевонское время (лохковское) и достигает максимума в эмском веке. В течение эйфельского и первую половину живетского веков в рифообразовании наблюдается пауза.

На основании рассмотренных материалов можно сделать следующие выводы:

1. В силуре и раннем девоне северо-востока Азии прослеживаются два рифовых пояса: Верхоянский и Новосибирско-Колымский. Рифообразование обусловлено сочетанием нескольких позитивных факторов: тропическим климатом, наличием положительных морфоструктур и компенсированным прогибанием морского дна. Интенсивность рифообразования при наличии уже перечисленных факторов в значительной степени зависела от колебаний уровня морского бассейна и инверсий климата и ее наивысший пик приходится на поздний венлок—ранний лудлов.

2. В силуре и раннем девоне северо-востока Азии выделяется силурийская часть позднеордовикско-позднесилурийского, раннелудловского цикла и пржидольско-раннедевонский цикл рифообразования, которые характеризуются асимметричным строением: продолжительной инициальной стадией с формированием простых рифовых построек и короткой финальной стадией, в которую формировались сложные рифовые системы большой мощности. Временной перерыв между циклами в разных частях региона колеблется от полувека до двух веков.

Работа выполнена в рамках программы исследований IGCP 499.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (северо-восток России). —Якутск, 2001.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Силур севера Восточной Якутии (районирование, стратиграфия, стратотипы свит) // Вестник Госкомгеологии. 2001. С. 91—101.
3. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силура и девона Восточной Якутии (северо-восток России). —М.: ВИНТИ. С. № 41-В2002. Деп., 2002.
4. Волкова К.Н., Латыпов Ю.Я., Хайзникова К.Б. Ордовик и силур Южного Верхоянья. —М.: Наука, 1978.
5. Кузнецов В.Г. Эволюция и цикличность палеозойского рифообразования в пределах России и смежных государств // Литология и полезные ископаемые. 1996. С. 115—126.
6. Кузнецов В.Г. Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. —М.: ГЕОС, 2000.
7. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. —М.: ГЕОС, 2003.
8. Орадовская М.М. Биостратиграфия и фации ордовика—силура Северо-Востока СССР. —М.: Недра, 1988.
9. Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. —Л.: Недра, 1980.
10. Суплецов В.М., Оксман В.С. Золото-рутные месторождения невадийского типа в карбонатных породах Сакындинского рудного узла // Отечественная геология. 2000. С. 10—15.
11. Ходалевич А.Н. Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы Ивдельского и Серовского районов Свердловской области. —М.: Гос. изд-во геол. лит-ры, 1951.
12. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. —М.: Недра, 1980.
13. Cooper P. Enigmas in Phanerozoic reef development // Mem. Ass. Australas. Palaeontols. 1989. Vol. 8. P. 371—385.
14. Talent J.A. Organic reef-building: episodes of extinction and symbiosis? // Senckenbergiana lethaea. 1988. Vol. 69. № 3/4. P. 315—368.

Самая ранняя на Земле вспышка биоразнообразия: чем обусловлена и какова роль водорослей

П.Н.КОЛОСОВ

Раннекембрийские отложения, обнаженные на территории природного парка «Ленские Столбы» (восток Сибирской платформы), исследовались, а содержащиеся в них остатки морских животных и водорослей изучались многими стратиграфами и палеонтологами не только России, но и других стран (библиография состоит более чем из 200 наименований). Основные результаты наиболее полно опубликованы в книгах [27, 28].

Из 19 типовых разрезов отложений, накопившихся в течение томмотского, атдабанского, ботомского и тойонского веков, 17 находятся на территории парка «Ленские Столбы». Здесь в томмотском веке продолжительностью 4,6 млн.лет накопилась осадочная толща мощностью 80 м, в атдабанском за 5 млн.лет — 200 м, в ботомском за 3 млн.лет — 300 м, в тойонском за 4 млн.лет — 230 м. Всего за 16,6 млн.лет накопилось 810 м (в среднем 48,8 м за 1 млн.лет) осадков, причем, преимущественно известняков.

На территории парка в слоях томмотского яруса обнаружено 26 родов и 47 видов археоциат, 1 род и вид губок, 26 родов и 40 видов хиолитозоя, 7 родов и 11 видов моллюсков, 3 рода и 3 вида брахиопод, 3 рода и 9 видов хиолитильминтов, 6 родов и 9 видов трубчатых проблематик, 3 рода и 9 видов прочих скелетных проблематик. Всего 80 родов и 133 вида морских беспозвоночных. За исключением нескольких родов и видов хиолитильминтов и зоопроблематик все они распространились на Земле впервые, и притом за такой короткий (по геологическим меркам) отрезок времени. Вот какой высокий темп в развитии животных на одном из самых ранних этапов их становления на Земле!

В слоях атдабанского яруса зафиксировано 4 рода и 54 вида археоциат, 15 родов и 26 видов хиолитозоя, 3 рода и 3 вида моллюсков, 16 родов и 21 вид членистоногих, 4 рода и 4 вида брахиопод, 1 род и 1 вид томматиид, 3 рода и 3 вида прочих скелетных проблематик; всего 46 родов и 112 видов. Как и в томмотском веке, появилось впервые огромное количество новых родов и видов морских беспозвоночных.

В ботомское время обитало 10 родов и 10 видов археоциат, 12 родов и 19 видов хиолитозоя, 36 родов и 62 вида членистоногих, 4 рода и 4 вида брахиопод, 1 род и 1 вид трубчатых проблематик. Всего 63 рода, включающих 96 видов.

Наконец, биоразнообразие в тойонском веке составляют 2 рода и 3 вида хиолитозоя, 26 родов и 39 видов членистоногих, 3 рода и 3 вида брахиопод. Всего 31 род и 45 видов морских беспозвоночных.

Итак, на востоке Сибирской платформы в раннекембрийском морском бассейне обитало несколько сотен видов, относящихся к более чем 200 родам беспозвоночных. Кроме того, здесь присутствовали цианобактерии и водоросли (в основном красные). Последние представлены 15 видами, относящимися к 10 родам: *Chabakovia tuberosa* Korde, 1961, *Renalcis levis* Vologdin, 1940, *R.jacuticus* Korde, 1955, *R.gelatinosus* Korde, 1961, *R.pectunculus* Korde, 1961, *Epiphyton scapulum* Korde, 1961, *E.durum* Korde, 1961, *E.plumosus* Korde, 1955, *Proaulopora glabra* Krasnopalova, 1937, *Tubophyllum victori* Krasnopalova, 1955,

Batenavia ramosa Korde, 1966, *Subtifloria delicata* Maslov, 1956, *Giryanella problematica* Nicholson et Etheridge, 1878, *Obruchevella delicata* Reitlinger, 1948, *Botomaella zelenovi* Korde, 1958 [27, 28].

Известно, что быстрый темп эволюции беспозвоночных был связан с приобретением ими экзоскелета [7, 23]. «Эволюция, как подчеркнул Симпсон, смело использует всякую представившуюся возможность: она благоприятствует любому изменению, которое обеспечивает данному организму преимущество в конкуренции... Прогресс... был результатом решений, принимаемых естественным отбором «на данный момент» [15, с. 24]. К рубежу атдабанского и ботомского веков появились почти все типы беспозвоночных. Ранний кембрий характеризуется их большим разнообразием [27].

Как следует из изложенного, быстрый темп развития беспозвоночных, их огромное разнообразие хорошо установлены в разрезах нижнего кембрия восточной части Сибирской платформы. Причем, оказалось, что самые ранние из них появились в этом регионе [8, 19, 28]. На схеме (рис. 1) показано, что в нижнем кембрии на Сибирской платформе кроме зоопроблематик (присутствующих в других регионах) имеется и томмотский комплекс археоциат.

В данной статье автор делает попытку объяснить причины того, почему ни где-нибудь в мире, а именно в этом регионе появились и отсюда стали распространяться по планете многие скелетные беспозвоночные.

В позднем протерозое на востоке Сибирской платформы происходили массовые извержения вулканов [6, 25, 26]. Они поднимали на дневную поверхность в огромных объемах глубинный CO₂ [2, 3], а так же такие основные биогенные элементы, как фосфор, азот, калий. Калиевую специализацию вулканических процессов в неопротерозое—начале кембрия особо подчеркивал Б.Р.Шпунт [25]. Это весьма способствовало процветанию в регионе в неопротерозое в течение более 1 млрд. лет известковистых цианобактерий [10—14]. Тогда же постепенно стала возрастать роль красных водорослей. По отложению карбоната кальция в клетках, а также по размерам нитей к ним следует отнести породообразующие бентосные *Dzhelindia Kolosov* и *Chaptchaica Kolosov* (рис. 2).

Фактический региональный материал свидетельствует о генерации водорослями (синезеленые и красные) метастабильных карбонатов [9]. Имеются и другие данные о выделении карбоната кальция физиологическим и органическим путем указанными организмами в результате фотосинтеза [16, 20, 21]. Известковистые синезеленые и красные водоросли, извлекая из морской воды CO₂ для фотосинтеза, вызывали на востоке Сибирской платформы в неопротерозое накопление мощных толщ известняка. В них захоронился органогенный (цианобактериальный и водорослевый) кальций. Как предполагал В.И.Вернадский, ранее «кальций находился в какой-то другой форме» [1, с. 249].

Около 650—700 млн. лет назад имело место почти планетарное похолодание [24]. В результате произошла массовая гибель цианобактерий [13] и их остатки опустились на дно

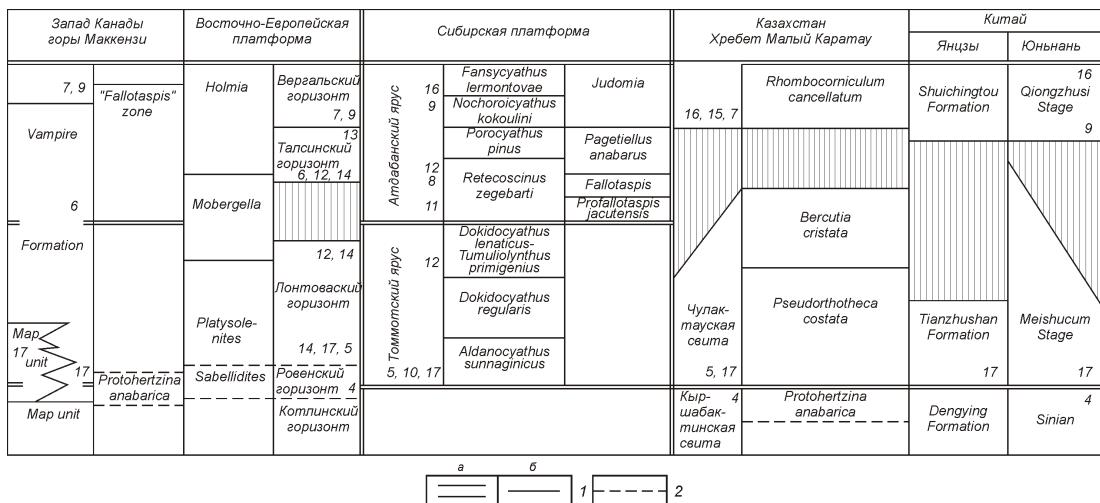


Рис. 1. Схема сопоставления в основном фаунистически охарактеризованных, начиная с уровня низов томмотского яруса, некоторых опорных разрезов нижнего кембрия земного шара, видно разнообразие фауны в томмотском и атдабанском ярусах на Сибирской платформе. По [28] с сокращениями:

1 — границы: а — ярусов, б — зон и местных подразделений; 2 — предполагаемые границы; цифры указывают на палеонтологическую характеристику: комплексы акритарх: 4 — ровенский, 5 — лонтовасский, 6 — талсинский, 7 — вергальский; трилобиты атдабанского яруса: 8 — Fallotaspidae; 9 — Nevadibae, Holmiidae, Dolerolenidae; комплексы археоциат: 10 — томмотский, 11 — атдабанский; 12 — Mobergella; 13 — Volborthella; 14 — Platysolenites; 15 — Rhombocorniculum cancellatum; 16 — стенотекоиды; 17 — томотские зоопроблематики

морей эдиакария. Воды сильно обогатились органическим веществом. И, как следствие, могло резко упасть содержание кислорода в морских бассейнах, что привело, как и повышение углекислоты органического происхождения [17], к отмечаемой М.А.Федонкиным [22] гибели животных на рубеже раннего и позднего эдиакария. Кроме того, по аналогии с ролью рецентных цианобактерий в водоеме [5], за их зна-

зации органических веществ мягкотельных.

Под влиянием геохимического действия органических соединений в воде и донных отложениях морского бассейна весьма динамичное карбонато-кальциевое равновесие, по-видимому, изменялось (по аналогии с процессами, происходящими в современных водоемах) так, что здесь происходила миграция фотосинтетически фиксированного карбоната кальция из воды в осадок и обратно, не достигая ни полного выпадения, ни растворения. Гибель цианобактерий предположительно привела к насыщению морских бассейнов эдиакария соединениями калия, железа, фосфора, азота, кальция органогенного происхождения. В дальнейшем в позднем эдиакарии — раннем кембрии в результате трансгрессии, растворения цианобактериальных и водорослевых известняков неопротерозоя в бассейнах региона их содержание могло еще возрасти. Позднеэдиакарские — раннекембрийские известковые водоросли *Subtifloria* Maslov, *Proaulopora* Vologdin, *Globuloella* Korde и другие первыми стали использовать мигрирующий карбонат кальция цианобактериального генезиса в качестве материала известкового чехла. В раннем кембрии этот же карбонат кальция органогенного происхождения оказался весьма подходящим материалом для создания скелета беспозвоночных (губки, археоциаты, хиолиты, моллюски, брахиоподы и др.). По В.И.Вернадскому, «...кальциевая функция живого вещества, ныне мощно развитая — была одной из важнейших эволюционных стадий геологического изменения биосфера» [1, с. 329]. Функцию обогащения кислородом дна морских бассейнов в неопротерозое выполняли бентосные красные водоросли *Dzhelindia* Kolosov, *Chaptchaica* Kolosov и др., а в раннем кембрии — *Epiphyton* Bornemann, *Batenevia* Korde и др.

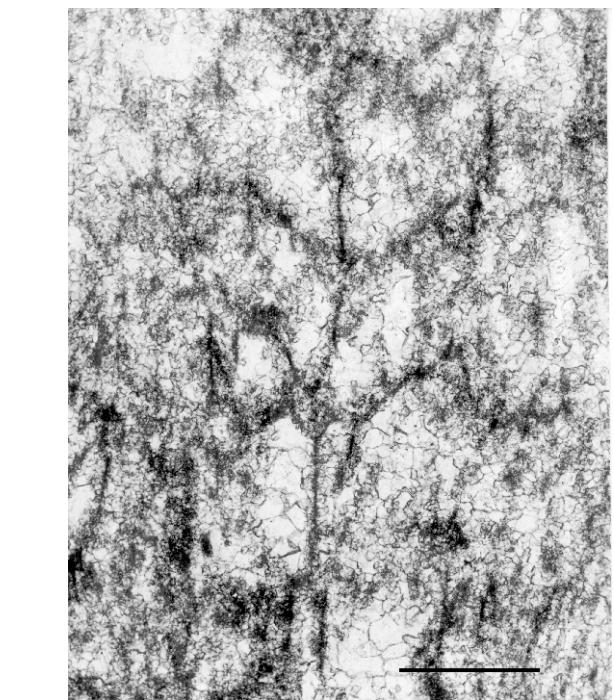


Рис. 2. Бентосная красная водоросль *Chaptchaica viva* Kolosov, 1975. Неопротерозой, никольская свита, верхняя часть; р.Лена, район д.Тинная [12]. Шкала длиной 0,5 мм

чительным сокращением можно предположить быстрое возрастание численности бактерий (редуцентов, очистителей среды, пищи для животных) в эдиакарии.

Поселяясь на мягкотельных животных, цианобактерии и родофиты снабжали их кислородом, потребляли выбрасываемую углекислоту. Более того, становясь не только экзосимбионтами, но и эндосимбионтами животных с органическим покровом путем сложных биохимических превращений в клетках, факультативного гетеротрофного метаболизма они при участии бактерий, очевидно, способствовали биоминерализации органических веществ мягкотельных.

Под влиянием геохимического действия органических соединений в воде и донных отложениях морского бассейна весьма динамичное карбонато-кальциевое равновесие, по-видимому, изменялось (по аналогии с процессами, происходящими в современных водоемах) так, что здесь происходила миграция фотосинтетически фиксированного карбоната кальция из воды в осадок и обратно, не достигая ни полного выпадения, ни растворения. Гибель цианобактерий предположительно привела к насыщению морских бассейнов эдиакария соединениями калия, железа, фосфора, азота, кальция органогенного происхождения. В дальнейшем в позднем эдиакарии — раннем кембрии в результате трансгрессии, растворения цианобактериальных и водорослевых известняков неопротерозоя в бассейнах региона их содержание могло еще возрасти. Позднеэдиакарские — раннекембрийские известковые водоросли *Subtifloria* Maslov, *Proaulopora* Vologdin, *Globuloella* Korde и другие первыми стали использовать мигрирующий карбонат кальция цианобактериального генезиса в качестве материала известкового чехла. В раннем кембрии этот же карбонат кальция органогенного происхождения оказался весьма подходящим материалом для создания скелета беспозвоночных (губки, археоциаты, хиолиты, моллюски, брахиоподы и др.). По В.И.Вернадскому, «...кальциевая функция живого вещества, ныне мощно развитая — была одной из важнейших эволюционных стадий геологического изменения биосфера» [1, с. 329]. Функцию обогащения кислородом дна морских бассейнов в неопротерозое выполняли бентосные красные водоросли *Dzhelindia* Kolosov, *Chaptchaica* Kolosov и др., а в раннем кембрии — *Epiphyton* Bornemann, *Batenevia* Korde и др.

Приобретение животными скелета, а затем быстрое их развитие в раннем кембрии в регионе происходило в усло-

виях насыщенности вод бассейнов кислородом, фосфором и кальцием органогенного происхождения. Кроме того, воды были очищены бактериями. Из-за трансгрессии моря среда обитания стала разнообразнее, а заросли бентосных красных водорослей были вполне подходящими биотопами для животных.

Причина быстрого темпа эволюции животных в том-мотском веке раннекембрийской эпохи еще и в том, что в ходе эволюционного развития в позднем докембреи [7, 13, 18], протекавшего, по-видимому, плавно, ранние бесскелетные формы животных в своем развитии достигли состояния крайней неустойчивости (критического состояния, по Т.Г.Грушевицкой и А.П.Садохину [4]). С наступлением в позднем эдиакарии—раннем кембреи на востоке Сибирской платформы упомянутых благоприятных условий в гидросфере, прежде всего, дополнительного появления кислорода, выделяемого бентосными красными водорослями, и соединений кальция органогенного происхождения, бесскелетные мелкие животные начали приобретать экзоскелет. В итоге в морских бассейнах раннего кембрия региона произошло скачкообразное их развитие (самоорганизация, по [4]), и в конце атабанского—начале ботомского веков раннего кембрия оно перевело животных в устойчивое состояние. Завершились в основном «эксперименты», подбор подходящего материала для скелета, формотворчество, что хорошо видно, так как к этому времени появились почти все основные типы беспозвоночных [18, 19, 23, 27].

Всплеск биоразнообразия на рубеже протерозоя и кембрия — выдающееся эволюционное событие. На Сибирской платформе оно в значительной степени было подготовлено в результате расцвета известковистых цианобактерий и красных водорослей в течение нескольких сот миллионов лет. Цианобактерии путем фотосинтеза выработали свободный кислород, органические вещества и карбонат кальция, а красные водоросли, являясь относительно глубоководными низшими растениями, обогатили дно мелководного морского бассейна как кислородом, так и пригодной для животных пищей. В итоге возникли благоприятные для животных биотопы.

Эволюционно наиболее продвинутые мелкие животные эдиакария и раннего кембрия вступили во взаимовыгодный симбиоз с известковистыми цианобактериями и водорослями, а также бактериями. Для построения скелета животные (археоциаты, брахиоподы, моллюски и др.) использовали выработанный цианобактериями и водорослями карбонат и фосфат кальция. На примере Сибирской платформы можно сказать, что цианобактерии создали кислородную, а водоросли (в основном красные) совместно с цианобактериями — кальциевую биосферу.

Итак, массовое приобретение беспозвоночными скелета в раннем кембрии и, как следствие, самый ранний на Земле всплеск биоразнообразия в Восточной Сибири, были связаны с удивительным совпадением в регионе уникальных абиотических (вулканизм, похолодание, трансгрессия) и биотических (интенсивная вегетация цианобактерий, бактерий, водорослей) событий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосфера Земли и ее окружения. —М.: Наука, 1965.
2. *Виноградов А.П.* Изменения атмосферы под влиянием человеческой деятельности // I Междунар. геохим. конгресс (Москва, 20—25 июля 1971). IV. Кн. 2. Осадочные процессы. —М.: ВИНТИ, 1973. С. 215—224.
3. *Виноградов А.П., Ронов А.Б., Ратынский В.М.* Эволюция химического состава карбонатных пород // Совещание по осадочным породам. Вып. 1. —М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 111—127.
4. *Грушевицкая Т.Г., Садохин А.П.* Концепция современного естествознания: Учебное пособие для вузов. —М.: ЮНИТИДАНА, 2003.
5. *Гусева К.А.* Роль синезеленых водорослей в водоеме и факторы их массового развития / Экология и физиология синезеленных водорослей (закономерности их массового развития в водоемах). —М.—Л.: Наука, 1965. С. 12—33.
6. *Давыдов Ю.В.* Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 61—68.
7. *Журавлева И.Т.* Морские фауны и проблемы стратиграфии нижнего кембра // Итоги науки. Стратиграфия. Палеонтология. —М.: ВИНТИ, 1968. С. 135—159.
8. *Журавлева И.Т., Конюшков К.Н., Розанов А.Ю.* Археоциаты Сибири. Двустенные археоциаты. —М.: Наука, 1964.
9. *Казанский Ю.П.* Морское осадконакопление и развитие органического мира / Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеобиоценозы и условия осадконакопления). —Новосибирск: Наука, 1977. С. 79—85.
10. *Колосов П.Н.* Новые виды докембрийских водорослей бассейна реки Олекмы // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 4. С. 978—980.
11. *Колосов П.Н.* Органические остатки верхнего докембра юга Якутии / Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембра востока Сибирской платформы. —Якутск: Кн. изд-во, 1970. С. 57—70.
12. *Колосов П.Н.* Стратиграфия верхнего докембра юга Якутии. —Новосибирск: Наука, 1975.
13. *Колосов П.Н.* Верхнедокембрейские палеоальгологические остатки Сибирской платформы. —М.: Наука, 1982.
14. *Колосов П.Н.* Позднедокембрейские микрофоссилии и стратиграфия нефтегазоносных отложений востока Сибирской платформы. —Якутск, 2003.
15. *Майр Э.* Эволюция / Эволюция. —М.: Мир, 1981. С. 11—32.
16. *Маслов В.П.* Водоросли и карбонатоосаждение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 12. С. 81—86.
17. *Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрейских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р.Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245—1250.
18. *Розанов А.Ю.* Главные направления исследований древнейших фанерозойских организмов // Основные проблемы палеонтологических исследований в СССР: Мат-лы Всесоюзного совещания. —М.: Наука, 1983. С. 90—96.
19. *Розанов А.Ю.* Что произошло 600 миллионов лет назад. —М.: Наука, 1986.
20. *Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н.* Юдомский комплекс стратотипической местности. —М.: Наука, 1970.
21. *Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. —М.: Наука, 1975.
22. *Федонкин М.А.* Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции метазоа. —М.: Наука, 1987.
23. *Фундаментальная наука новой России.* Вступительное слово президента РАН академика Ю.С.Осипова на Общем собрании РАН (24—25 мая 2006 г.) // Вестник РАН. 2006. Т. 76. № 10. С. 878—888.
24. *Чумakov Н.М.* Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35—53.
25. *Шпунт Б.Р.* Позднедокембрейский рифтогенез Сибирской платформы (тектоно-формационный анализ). —Якутск, 1987.
26. *Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамишина Э.А.* Поздний докембрей севера Сибирской платформы. —Новосибирск: Наука, 1982.
27. *Ярусное расчленение нижнего кембра Сибири.* Атлас окаменелостей. —М.: Наука, 1983.
28. *Ярусное расчленение нижнего кембра.* Стратиграфия. —М.: Наука, 1984.

Геология и геохимия докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов

А.П.СМЕЛОВ, А.А.КРАВЧЕНКО, В.И.БЕРЕЗКИН, В.Н.ДОБРЕЦОВ

Тектоническое районирование погребенного фундамента Северо-Азиатского кратона обычно базируется на результатах изучения строения его обнаженных частей, метаморфических пород из керна глубоких скважин и ксенолитов в кимберлитах, а также анализе геофизических материалов. В то же время, большинство тектонических карт, составленных практически по одним и тем же данным, существенно отличаются по геологическому содержанию и часто противоречат друг другу. Это, с одной стороны, обусловлено тем, что при составлении карт в их основу заранее закладывается определенная геотектоническая концепция, а с другой, — недостатком наших знаний о вертикальном строении, составе и этапах становления консолидированной коры.

Типизация террейнов погребенной части фундамента по вещественному составу затруднена дискретностью наблюдений, неоднозначностью интерпретации петрографических данных и гетерогенностью строения верхнего и нижнего слоев консолидированной коры. Основой типизации должен стать анализ породных ассоциаций, вскрываемых глубокими скважинами, т.е. верхнего слоя консолидированной коры. При этом необходимо учитывать, что граниты, гранитогнейсы и амфиболиты встречаются практически во всех типах террейнов. С осторожностью необходимо относиться к данным, полученным по коровым ксенолитам из кимберлитовых трубок. Ксенолиты в основном представлены различными типами гранулитов, чаще всего имеют базитовый состав [21] и не всегда отражают состав верхнего слоя консолидированной коры [19, 20]. Гранулиты присутствуют как в различных частях коры гранулито-гнейсовых террейнов, так и в глубинных частях гранит-зеленокаменных и тоналит-гнейсовых террейнов. Задача настоящего исследования — сравнительный анализ химических составов основных пород, обнажающихся на поверхности центральной части Алданского щита и ксенолитов, выносимых мезозойскими щелочными массивами. На основании петрографических и минералогических данных предполагается, что основные породы представляют собой верхнюю часть консолидированной коры, а ксенолиты — нижнюю [20]. Вместе с тем такое предположение требует подтверждения геохимическими данными.

Геология докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов и ксенолитов из мезозойских сиенитов. Геология Нимнырского террейна. Обычно под центральной частью Алданского щита понимают площадь, ограниченную разломами: на западе — Борсалинским, на востоке — Тыркандинским, на юге — Становым. В ее пределах выделяют Центрально-Алданский супертеррейн и Амгинскую зону тектонического меланжа [17]. Центрально-Алданский супертеррейн включает Нимнырский и Сутамский террейны, которые разделены Сеймским надвигом (рис. 1, врезка). Среди пород, слагающих террейны,

широко распространены ортогнейсы гранитоидного состава, в различных количествах присутствуют также парагнейсы [6]. Исследования сосредоточены главным образом на Нимнырском террейне, поскольку в его пределах наблюдается наибольшее количество метаморфических парагнейсовых комплексов, содержащих основные и ультраосновные породы. Выбор объекта объясняется многочисленностью массивов щелочных пород со значительными количествами крупных ксенолитов метабазитов, пригодных для геохимического изучения.

Структурный план Нимнырского гранулит-ортогнейсового террейна определяется широким развитием гранитогнейсовых куполов. Наиболее крупный — Тимптонский купол (175–200 км²), расположенный в северной части террейна [6]. Ядро купола слагает алданский ортогнейсовый комплекс, содержащий гранитогнейсы, чарнокито- и эндербитогнейсы с телами амфиболитов и основных кристаллических сланцев, занимающий более 50% площади террейна (иногда его породы объединяют в нимнырскую свиту). Плечи куполов сложены парагнейсовым комплексом, который представлен двумя ассоциациями пород: 1) куруманская толща включает кварциты и высокоглиноземистые гнейсы с линзами кальцифиров, железистых кварцитов, амфиболитов и основных кристаллических сланцев [6]; 2) федоровская толща содержит амфиболовые, биотит-амфиболовые, диопсид-амфиболовые, двупироксен-амфиболовые плагиогнейсы, реже сланцы с прослоями и линзами диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров. Значительно менее распространена ассоциация диопсид-амфиболовых, двупироксеновых сланцев с линзами и прослоями известково-силикатных пород и кальцифиров [1].

В пределах Нимнырского террейна мафиты и ультрамафиты встречаются в куруманской и федоровской толщах, а также в алданском ортогнейсовом комплексе. На крупномасштабных фондовых геологических картах показаны мелкие редкие секущие тела ультрамафитов, мафитов, пород среднего состава. Среди них выделяют медведевский мафит-ультрамафитовый комплекс [22] и керакский комплекс (Д.В.Утробин и др., 2000). Е.П. Миронюк с соавторами [14] выделили нимнырский комплекс метаморфизованных лерцолитов, верлитов, пироксенитов, а также вильевский ортосланцевый расслоенный комплекс. В Амгинской зоне тектонического меланжа закартированы массивы унгринского комплекса пород, дифференцированных от ультраосновных до гранодиоритов и плагиогранитов и метаморфизованных в амфиболитовой фации. Здесь же выделен хатыминский комплекс метаморфизованных в амфиболитовой фации метабазитов и метагорнблендитов, который рассматривается, как дайковая фация метавулканитов федоровской свиты или унгринского комплекса (Г.Н.Кисилев и др., 1988), [13].

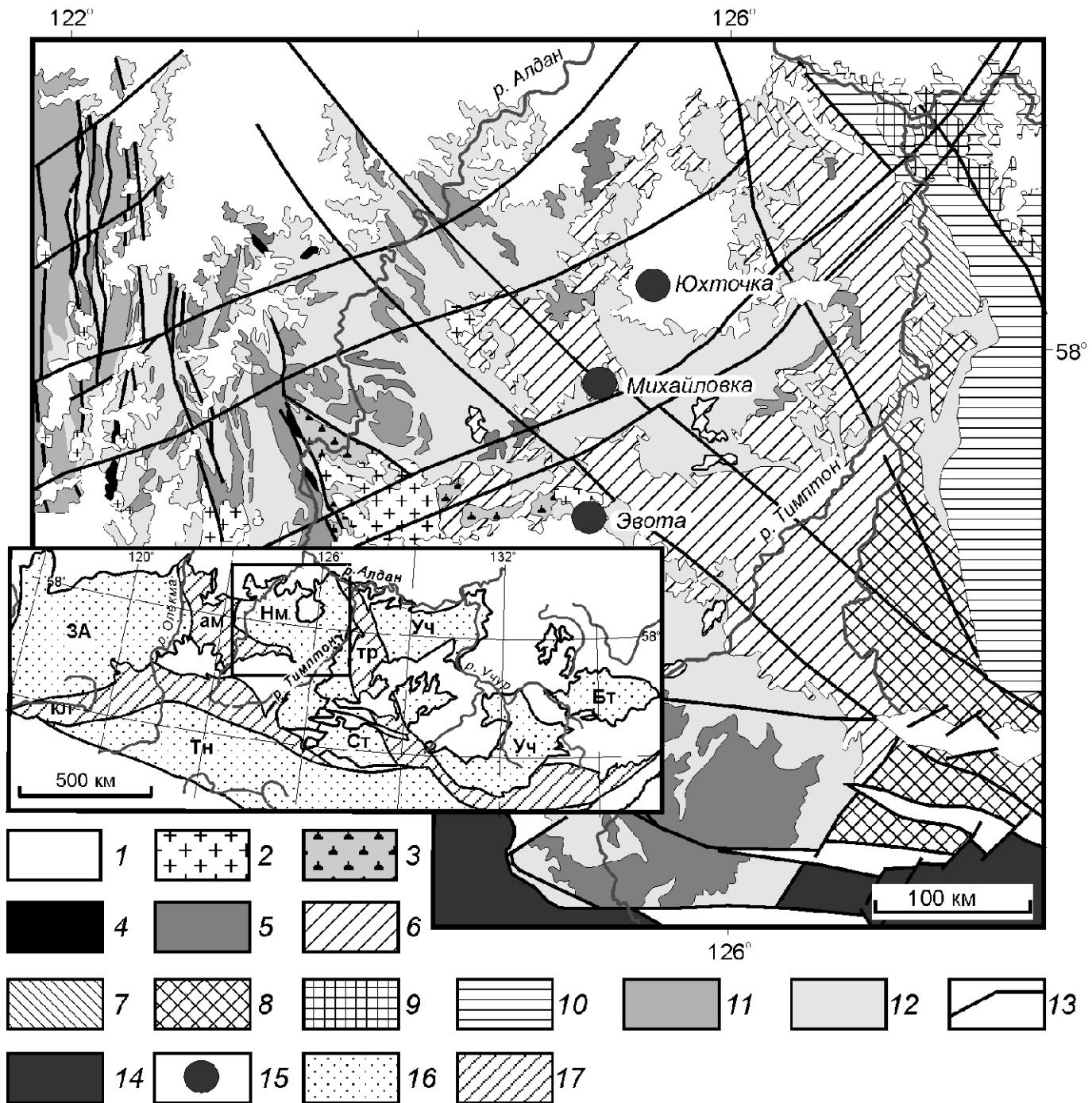


Рис. 1. Схематическая геологическая карта центральной части Алданского щита. По [6, 4] с дополнениями авторов:

1 — четвертичные и мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 2 — раннепротерозойские гранитоиды нерасчлененные; 3 — метабазиты и ультрабазиты унгринского комплекса; 4 — слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения зеленокаменных поясов; глубоко метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения гранулито-гнейсового мегакомплекса, толщи: 5 — куруманская, амединская и чугинская нерасчлененные, 6 — федоровская, 7 — иджекская, 8 — сеймская, 9 — кюриканская, 10 — холболохская; 11 — тоналит-трондемитовые гнейсы олекминского ортогнейсового комплекса; 12 — гранитогнейсы, чарнокитогнейсы и эндербитогнейсы нерасчлененные алданского ортогнейсового комплекса; 13 — разрывные нарушения; 14 — Каларская зона тектонического меланжа; 15 — места отбора ксенолитов из мезозойских сиенитов; на врезке схема террейнов Алдано-Станового щита: 16 — террейны гранит-зеленокаменные (ЗА — Западно-Алданский, Бт — Батомгский), тоналит-трондемитогнейсовые (Тн — Тындинский.), гранулит-ортогнейсовые (Нм — Нимирский), гранулит-парагнейсовые (Ст — Сутамский, Уч — Учурский); 17 — зоны тектонического меланжа (ам — Амгинская, тр — Тыркандинская, кл — Каларская)

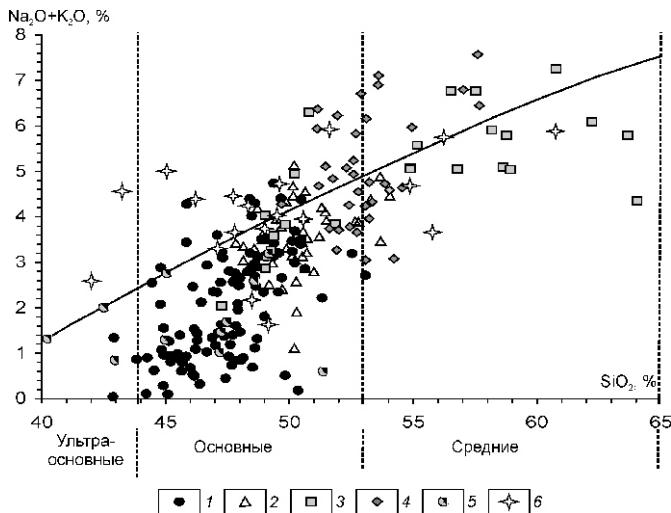
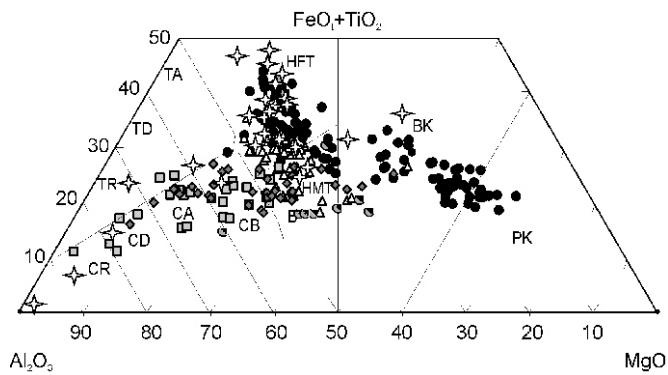


Рис. 2. Распределение точек анализов метабазитов, ультрабазитов и ассоциирующих с ними пород на диаграмме SiO_2 —($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$):

1 — медведевского комплекса; 2 — курумканской толщи и алданского ортогнейсового комплекса; 3 — федоровской толщи; 4 — унгринского комплекса; 5 — керакского комплекса; 6 — ксенолитов из мезозойских сиенитов; 7 — линия, разделяющая поля субшелочных и нормальных пород [8]

Изучение Sm-Nd изотопии в высокоглиноземистых гнейсах и переслаивающихся с ними биотит-гиперстеновых плагиогнейсах курумканской толщи показало, что протолиты первых образовались в результате разрушения пород с модельным Nd возрастом 2,85—3,06 млрд. лет, а протолиты вторых — за счет пород возрастом 2,33—2,40 млрд. лет [10]. Таким образом, устанавливается, что возраст курумканской толщи не древнее 2,3—2,4 млрд. лет. Породы федоровской толщи были образованы при метаморфизме протолитов с модельным Nd возрастом 2,1—2,3 млрд. лет [9]. С.Д. Великославинский с коллегами [4] U-Pb методом по циркону определили возраст кристаллизации метаандезитобазальтов федоровской толщи в 2006 3 млн. лет. Верхний возрастной предел высокотемпературного метаморфизма обеих толщ устанавливается внедрением аплитовидных гранитов возрастом 1907 15 млн. лет [17]. Возраст внедрения унгринского комплекса оценивается 2016 5 млн. лет [11], возраст метаморфизма базитов медведевского комплекса 1903—1918 млн. лет [18].



Метаморфизм пород Нимнырского террейна соответствует трем субфациям гранулитовой фации: кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-гиперстен-ортоклазовой и биотит-силиманит-ортоклазовой области умеренных давлений. Для всех метабазит-ультрабазитовых комплексов характерна ассоциация моноклинного и ромбического пироксенов, бурой роговой обманки и плагиоклаза. Характерно отсутствие в минеральных ассоциациях граната [6, 17].

Геология ксенолитов. Мезозойский магматизм широко проявлен в пределах центральной части Алданского щита и представлен как интрузивными, так и эруптивными фаунами. Мезозойские сиениты прорывают все метаморфические комплексы, слагающие данный район. Согласно данным Ар.Н. Угрюмова [19], ксенолиты метаморфических пород в интрузивных сиенитах относительно редки. Число их в расчете на 1 км² площади составляет от 500 до 1000 штук. Петрографический состав ксенолитов характеризуется большим постоянством от интрузии к интрузии и даже от района к району. Ксенолиты представлены амфиболитами, амфиболовыми габбро (метагаббро), гранатовыми амфиболитами, анортозитами и пироксенитами, что подтверждается нашими наблюдениями в массивах Эвота, Михайловка, Юхточка (см. рис. 1). Ксенолиты из эруптивных фаций многочисленны и часто в сумме превышают объем цементирующей массы. Петрографический состав ксенолитов из них характеризуется абсолютным преобладанием вмещающих пород чехла и фундамента и очень изменчив от трубки к трубке и в целом сопоставим с составом фундамента [19]. Предметом настоящего исследования являются ксенолиты, характеризующиеся высокобарическими минеральными парагенезисами и выносимые массивами сиенитов из нижних горизонтов земной коры гранулитового террейна (см. рис. 1).

Геохимия метабазит-ультрабазитовых комплексов и нижнекоровых ксенолитов. К настоящему времени в пределах Нимнырского террейна и западной части Амгинской зоны тектонического меланжа хорошо изучены метабазиты и метаультрабазиты курумканской и федоровской толщ, унгринского и медведевского комплексов и значительно хуже алданского ортогнейсового комплекса [2, 3, 4, 6, 18]. По нимнырскому, васильевскому, хатыминскому и керакскому комплексам петрохимические данные отсутствуют или не представительны. Первые два нимнырский и васильевский комплексы, по-видимому, являются аналогами медведевского и(или) керакского комплексов.

При петрогохимической характеристике метабазитов и метаультрабазитов различного геологического положения использованы данные, полученные авторами в разные

Рис. 3. Распределение точек анализов метабазитов, метаультрабазитов и ассоциирующих с ними пород на диаграмме Al_2O_3 —($\text{FeO}_t + \text{TiO}_2$)— MgO :

поля по [23]: PK — перидотитовых коматитов, BK — базальтовых коматитов; пород толеитовой (T) серии: HFT, HMT — высокожелезистых и высокомагнезиальных базальтов, A — андезитов, D — дацитов, R — риолитов; пород известково-щелочной (C) серии: B — базальтов, A — андезитов, D — дацитов, R — риолитов; см. услов. обозн. на рис. 2

Компоненты	Ортогнейсовый комплекс				Фелороковая толща				Унтиринский комплекс				Мелвелевский комплекс			
	3715/5	3715/6	B-132	B-133	B-137	3827/1	3818/1	3818/2	2937/7	1729	3719/2	2891/4	5/03	39-3/03	32-02	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
SiO ₂	48,10	48,40	45,34	48,03	49,57	56,90	52,50	57,00	44,97	45,10	44,40	41,80	46,70	49,90	52,70	
TiO ₂	0,55	0,61	1,00	1,25	1,05	0,91	0,98	0,74	1,77	1,34	1,07	2,26	1,89	1,30	1,69	
Al ₂ O ₃	13,65	19,58	13,80	17,82	18,95	17,20	19,22	18,20	9,91	7,64	8,71	8,75	13,67	14,23	14,09	
FeO _t	10,40	9,17	11,62	12,00	10,06	7,76	8,64	6,89	13,41	14,45	11,54	14,71	11,74	13,21	13,93	
MnO	0,18	0,17	0,19	0,14	0,08	0,15	0,14	0,15	0,23	0,22	0,17	0,20	0,20	0,20	0,22	
MgO	12,00	5,80	10,76	5,95	4,00	2,98	3,03	2,30	13,26	21,10	21,00	17,17	5,77	5,64	4,27	
CaO	10,40	12,00	11,68	9,86	8,87	6,06	7,84	5,89	12,16	9,41	8,92	10,83	15,60	10,70	7,32	
Na ₂ O	1,45	2,36	2,34	4,00	4,84	4,63	5,27	4,87	1,67	0,66	0,58	1,58	0,95	2,68	3,48	
K ₂ O	1,02	0,47	2,29	1,49	1,40	2,07	0,82	2,62	0,88	0,15	0,32	0,78	0,48	0,72	0,86	
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,48	0,35	0,36	0,28	0,40	0,31	0,06	0,14	0,09	0,18	0,28	0,25	0,35	
п.п.п.	2,2	1,3	1,3	1,1	0,7	1	1,2	1	1,6	0,7	1,9	1,3	2,6	1,2	1,1	
Сумма	100,09	99,97	100,80	101,99	99,88	99,94	100,04	99,97	99,92	100,91	98,70	99,56	99,88	100,03	100,01	
La	3,34	3,35	46,00	24,00	26,10	49,78	35,45	50,94	12,59	7,50	9,66	14,18	36,12	24,06	27,20	
Ce	9,44	9,49	71,00	58,00	70,00	116,50	93,86	117,68	31,69	22,64	22,05	36,96	88,10	55,09	65,59	
Pr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Nd	6,14	6,07	—	25,00	30,70	51,84	44,72	47,88	16,16	13,28	14,57	20,52	34,27	27,15	36,52	
Sm	2,20	2,09	6,34	5,40	6,60	9,33	7,97	8,14	4,22	3,53	4,10	5,12	6,64	6,74	8,60	
Eu	0,85	0,86	1,27	1,61	1,69	2,28	1,83	2,01	1,34	1,15	0,90	1,67	1,91	1,82	2,49	
Gd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Er	2,25	1,96	1,70	1,78	2,76	1,94	1,99	1,32	1,19	2,04	1,70	2,63	4,69	4,48		
Yb	2,33	2,15	1,36	1,52	1,41	2,92	1,88	2,03	1,20	1,01	1,85	1,50	2,57	5,04	4,88	

Компоненты	Керакский комплекс				Ксенолиты							
	3967	3968/4	3969	656/2	656/4	Ам-2	Ам-3	998/5	998/6	998/7	9920/1	9920/2
1	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	43,07	45,00	47,20	48,18	61,18	48,46	48,56	48,65	45,84	54,19	55,42	50,21
TiO ₂	0,17	0,20	0,24	1,71	0,06	2,21	0,91	0,88	1,06	1,54	0,81	0,92
Al ₂ O ₃	19,45	14,80	15,84	14,94	23,14	13,87	16,78	13,49	13,90	12,89	17,00	14,75
FeO _t	7,30	8,03	6,15	14,66	0,77	15,35	11,57	12,76	14,39	14,37	8,01	11,70
MnO	0,11	0,08	0,08	0,18	0,13	0,17	0,17	0,25	0,69	0,25	0,14	0,25
MgO	14,48	17,37	13,17	16,90	0,31	7,05	7,88	8,13	8,36	3,32	3,93	7,24
CaO	12,45	11,36	14,08	10,11	4,91	8,62	9,66	9,28	5,14	6,58	6,54	9,56
Na ₂ O	0,89	1,08	1,24	1,71	5,73	2,30	2,09	2,64	2,33	3,09	4,74	2,90
K ₂ O	0,04	0,30	0,31	0,44	1,52	0,71	0,85	1,06	2,07	1,60	0,86	1,02
P ₂ O ₅	0,03	0,07	0,06	0,19	0,10	0,46	0,18	0,06	0,06	0,17	0,28	0,07
п.п.п.	1,5	1,5	0,7	1	2,2	1,9	1,4	2,6	4,6	1,7	1,3	1
Сумма	99,49	99,79	99,07	110,02	100,05	101,10	100,05	99,80	98,44	99,70	99,03	99,62
La	0,97	1,12	4,34	29,27	27,57	18,64	11,29	13,04	23,28	47,43	64,52	8,00
Ce	2,51	2,93	12,83	55,33	39,06	36,37	22,47	29,09	43,80	90,05	124,63	16,50
Pr	—	—	—	7,45	3,32	5,89	3,18	4,41	5,43	11,10	15,18	2,29
Nd	1,67	2,17	4,49	32,42	10,10	28,43	14,30	20,87	22,41	45,80	66,59	10,61
Sm	0,53	0,77	1,40	6,63	1,05	8,39	3,69	5,23	4,41	8,45	11,91	2,94
Eu	0,21	0,22	0,36	0,84	0,64	1,31	0,91	0,82	0,50	1,36	1,81	0,61
Gd	—	—	—	6,65	0,69	9,75	3,81	5,45	5,08	7,57	9,43	3,42
Dy	—	—	—	5,53	0,35	12,29	3,44	5,22	4,76	6,00	6,34	3,74
Er	0,43	0,76	0,84	3,32	0,19	8,67	1,91	3,64	3,01	3,53	3,27	2,30
Yb	0,46	0,78	0,81	2,83	0,14	8,88	1,82	3,06	2,91	3,14	2,78	2,37

Примечание: привязка проб: 3715/5, 6 — р.Медведевка; В-132-137, пробы С.Д. Великославинского [4]; В-132,133 — р.Бурдыхай, В-137 — рудник Снежный; 3827/1 — руч.Таежный; 3818/1,2 — р.Эвота; 2937/7 — р.Курунг-Хонку (Бурдыхай); 1729, 3719/2 — р.Медведевка; 2891/4 — р.Орочен; 5/03 — р.Орто-Салаа (пос.Орочен); 39-3/03, 32-02 — месторождение им. Пинитина (п.Рохма); 3967, 3968/4, 3969 — устье р.Керак; 656/2, 4, Ам-2, 3 — массив Медведевка; 998/1,7 — массив Юхточка; 9920/1, 2 — массив Эвота.

годы, опубликованные и фондовые материалы [2, 3, 4, 6, 18, 22]. Наиболее представительные анализы пород приведены в таблице.

Кристаллические сланцы в курумканской толще и алданском ортогнейсовом комплексе встречаются в виде мелких будин, пластообразных залежей (0,п—200 м). Иногда в одних и тех же обнажениях с метабазитами можно встретить метаультрабазиты. Предполагается, что сланцы представлены первично вулканогенными образованиями и (или) силлами и дайками [6, 3]. По соотношению SiO_2 —(Na_2O K_2O) породы главным образом отвечают базальтам и частично андезито-базальтам нормальной щелочности (рис. 2). Для них характерен феннеровский тренд дифференциации — обогащение железом поздних дифференциатов и принадлежность к толеитовой серии (рис. 3). По содержанию MgO и FeO_t выделяются как высокожелезистые, так и высокомагнезиальные разности. Некоторые ультрабазиты, по-видимому, также относятся к этой серии, являясь кумулятивными образованиями. Немногочисленные данные по характеру распределения редкоземельных элементов (рис. 4, А) свидетельствуют об отсутствии значительной дифференциации. Среднее значение нормированного La/Yb равно 1,5, что отличает метабазиты ортогнейсово-комплекса от других известных в центральной части Алданского щита (см. рис. 4).

Кристаллические сланцы федоровской толщи лучше всего изучены С.Д.Великославинским [3, 4], который показал, что основные кристаллические сланцы реконструируются в качестве базальтов в составе субщелочной (щелочной) серии с андезитами и дацитами. Однако повышенная щелочность может быть результатом наложенных процессов на породы первоначально известково-щелочной серии [2]. Определенный интерес вызывает тот факт, что подавляющее число вулканитов Эвота-Леглиерского района оказалось в поле пород нормального ряда (см. рис. 2). В других районах главная масса аналогов базальтов, андезито-базальтов, частично андезитов соответствует субщелочным (щелочным) породам, а часть аналогов андезитов отвечает породам нормальной щелочности. В целом же распределение точек анализов пород на диаграмме Al_2O_3 —(FeO_t TiO_2)— MgO показывает известково-щелочной тренд дифференциации (см. рис. 3). В тоже время не исключена вероятность того, что хотя бы часть проб толеитового ряда относится к медведевскому комплексу.

Редкоземельные элементы определены в четырех пробах амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев, отобранных на южном фланге месторождения Таежное и в районе Канкунского месторождения. Дифференцированное распределение редкоземельных элементов с обогащением легкими элементами видно на рис. 4, Б. Среднее значение нормированного La/Yb 20,23.

Унгринский комплекс. Петротипическая местность этого комплекса находится в районе нижнего течения р.Унгра [7, 6]. Небольшие массивы пород комплекса расположены на горе Эвота, в бассейнах ручьев Тиит, Халдьяа и других притоков р.Леглиер. В этих восточных массивах по сравнению с петротипом обнажено меньше разновидностей пород. Здесь, например, отсутствуют метаанортозиты и метагипербазиты [2]. В петротипической местности в амфиболитах наблюдаются реликты магматического плагиоклаза, а также иногда почти массивный облик породы. Поэтому основные породы обычно описываются под названием габбро-амфиболитов, а сред-

ние — габбро-диоритов. В составе комплекса встречаются, кроме того, плагиогнейсы, аналоги кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. На рисунках 2 и 3 видно, что породы унгринского комплекса принадлежат к известково-щелочной серии и близки по составу к породам федоровской толщи. Черты сходства подчеркиваются и характером распределения редкоземельных элементов (см. рис. 4, В). В габбро-амфиболитах и диорит-амфиболитах унгринского комплекса также устанавливается обогащенность легкими элементами при среднем нормированном значении La/Yb 22,09. Поэтому можно предположить, что федоровская серия и унгринский комплекс не являются самостоятельными образованиями, а слагают единый эфузивно-интрузивный комплекс [6].

Кристаллические сланцы медведевского комплекса были выделены в бассейне руч.Медведевка и на его водоразделе с руч.Михайловка вдоль Амуро-Якутской магистрали. Первые петрохимические данные по ультрамафитам этого «массива» были получены А.Р.Энтиным и О.А.Тяном [22], описавшими породы как интрузивные образования. В дальнейшем было показано, что они более широко распространены и слагают метаморфизованные в гранулитовой фации дайкообразные тела, в т.ч. и золоторудного месторождения им. П.Пинигина [18].

Породы комплекса относятся к дифференцированной толеитовой серии от ультрамафитов, аналогов пикрит-долеритов до высокожелезистых долеритов. По содержаниям SiO_2 породы медведевского комплекса соответствуют ультраосновным и основным (см. таблицу и рис. 2). Метабазиты по составу разделяются на высоко-, умеренно- и низкомагнезиальные (высокожелезистые). По соотношению SiO_2 и Na_2O K_2O породы комплекса в основном соответствуют породам нормального и субщелочного рядов (см. рис. 2). Судя по значительности разброса суммы щелочей (при фиксированном SiO_2), включая попадание небольшого числа значений в субщелочное поле, а также по величине стандартного отклонения для щелочей, не исключено, что часть из них испытала некоторое перераспределение при метаморфизме. Распределение РЗЭ в метаультрабазитах и метабазитах в целом носит дифференцированный характер (см. рис. 4, Г). Нормированные La/Yb меняются от 4 до 7 в метаультрабазитах и от 2 до 9,5 в метабазитах (в среднем 7,2) при разной концентрации тяжелых РЗЭ в породах. Уровень концентрации тяжелых РЗЭ в метабазитах превышает хондритовый в 7—30 раз, а уровень легких РЗЭ — в 30—120 раз. Европиевый экстремум проявлен слабо. Примерно половина проб имеет небольшую отрицательную аномалию, а другая половина относительно меньшую — положительную. Это с учетом нахождения в телах метабазитов медведевского комплекса жил плагиоклазитов может свидетельствовать о некоторой сепарации плагиоклаза в ходе магматической и (или) метаморфической дифференциации.

Кристаллические сланцы керакского комплекса по соотношению SiO_2 —(Na_2O K_2O) соответствуют ультраосновным и основным породам (см. рис. 2). Для них характерен феннеровский тренд дифференциации — обогащение железом поздних дифференциатов и принадлежность к толеитовой серии (см. рис. 3). По содержанию MgO и FeO_t выделяются как аналоги высокомагнезиальных толеитов, так и базальтовых коматитов. Судя по распределению РЗЭ, часть высокомагнезиальных пород является кумулятивными образованиями (см. рис. 4, Д).

Ксенолиты низнекоровых пород. Судя по содержанию SiO_2 , протолиты ксенолитов соответствуют главным образом основным и средним породам и относятся к расслоенному комплексу габбро-диорит-анортозитового состава (см. таблицу). По соотношению SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ породы ксенолитов соответствуют породам нормального и субщелочного ряда (см. рис. 2). Вместе с тем положение точек составов ксенолитов на диаграмме Al_2O_3 — $(\text{FeO}_t + \text{TiO}_2)$ — MgO (см. рис. 3) показывает единый толеитовый тренд. Вероятно, разброс значений суммы щелочей (при фиксированном SiO_2), включая попадание небольшого числа анализов в субщелочное поле, объясняется фракционированием плагиоклаза при формировании протолитов.

Это подтверждается находками аортозитов среди ксенолитов. Распределение РЗЭ в ксенолитах основного и среднего составов в целом носит дифференцированный характер (см. рис. 4, Е). Среднее значение нормированного La/Yb 8,7, при разной концентрации тяжелых РЗЭ в породах. Уровень концентрации тяжелых РЗЭ в ксенолитах превышает хондритовый в большинстве проб в 10—20 раз и иногда в 50, а уровень легких РЗЭ — в 30—120 раз, в единичных пробах достигает 270. Для всех ксенолитов основного и среднего составов характерен европийский минимум. В аортозитах уровень отношения тяжелых РЗЭ к

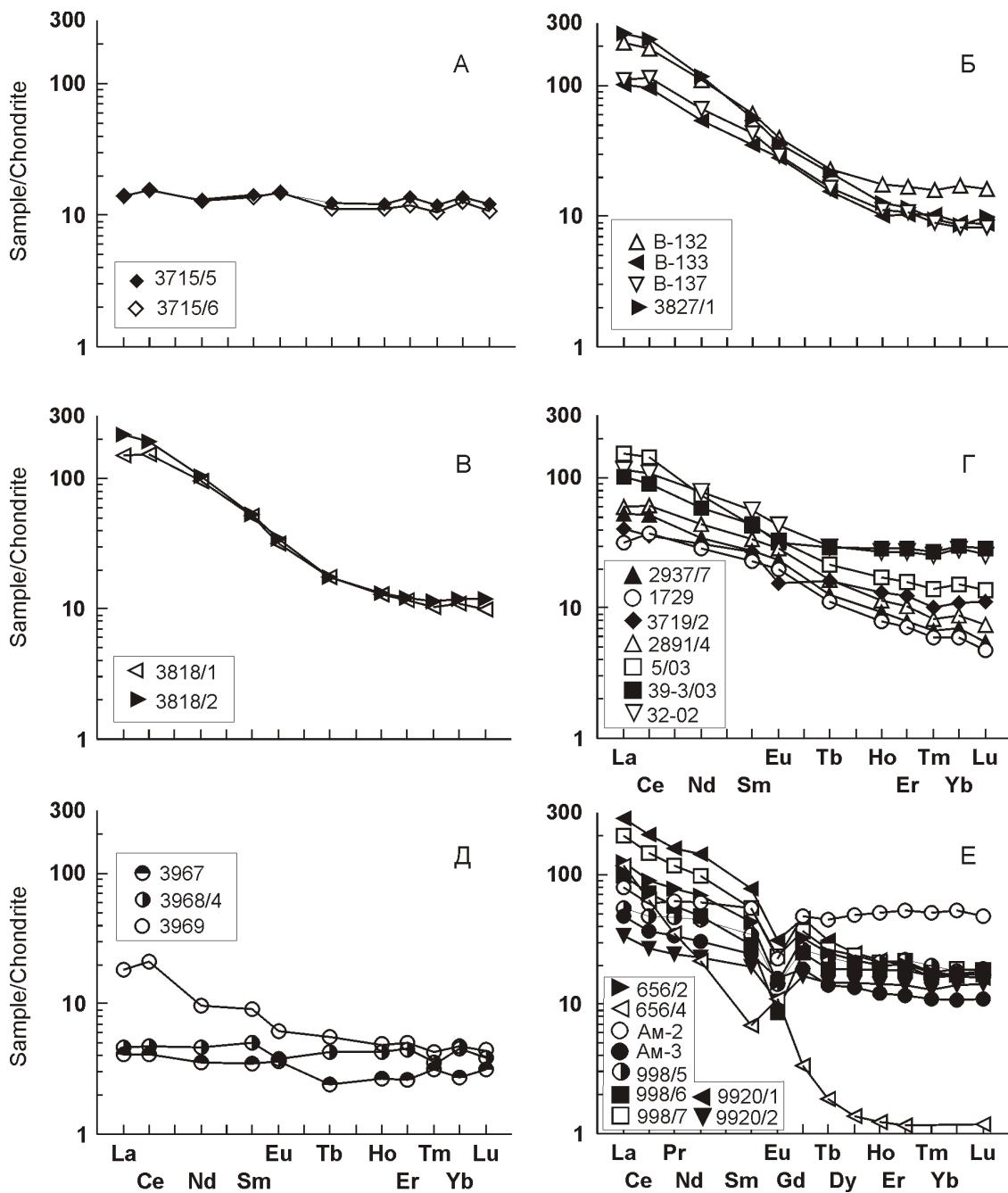


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов в метаморфических комплексах и ксенолитах центральной части Алданского щита:

метабазит-ультрабазитовые породы: А — курумканской толщи и алданского ортогнейсового комплекса, Б — федоровской толщи, В — унгирского комплекса, Г — медведевского комплекса, Д — керакского комплекса, Е — ксенолитов; химические анализы пород приведены в таблице

хондриту 1, легких равен 116, а нормированное La/Yb 197. Для аортозитов отмечается европиевый максимум, что может свидетельствовать об их принадлежности совместно с основными и средними породами ксенолитов к единой расслоенной серии (см. рис. 4, Е).

Обсуждение результатов. Сравнительный анализ данных по петрогенным и редкоземельным элементам метабазит-ультрабазитовых комплексов, наиболее широко распространенных в верхней части консолидированной коры центральной части Алданского щита, позволяет выделить комплексы пород, принадлежащих к известково-щелочной и толеитовой сериям.

К породам известково-щелочной серии относятся метабазиты федоровской толщи и основные и средние породы унгринского комплекса (см. рис. 2). Характер распределения РЗЭ элементов идентичен. Близкие значения La/Yb (около 10) свидетельствуют о едином источнике плавления, а сами профили распределения РЗЭ — о близких условиях кристаллизации. Это предположение не противоречит данным по возрасту пород: 2006 3 млн. лет для федоровской толщи и 2016 5 млн. лет для унгринского комплекса. Не углубляясь в проблемы происхождения пород, отметим, что по геохимическим данным С.Д. Великославинского с коллегами [4], метавулканиты федоровской толщи на 90% представлены непрерывной островодужной базальт-андезит-дацит-риолитовой серией, и в меньшей степени внутриплитными базальтами, близкими к базальтам континентальных рифтов. Предполагается, что формирование федоровской толщи происходило в субдукционной обстановке, которой могут соответствовать энзалические островные дуги или активные континентальные окраины.

Среди пород, принадлежащих толеитовой серии, выявлены три комплекса основных и ультраосновных пород, различающихся по характеру распределения РЗЭ (см. рис. 4, А, Г, Д). Это метабазиты и ультрабазиты алданского ортогнейсового, керакского и медведевского комплексов. К сожалению, по немногочисленным геохимическим данным для пород первых двух комплексов трудно определенно судить о геодинамических условиях их формирования. Однако эти данные подтверждают существование «стратиграфического» контроля их химического состава [3], который выражается в четких различиях состава кристаллических сланцев разных подразделений центральной части Алданского щита, что предполагает возможность эффективного использования геохимических данных для решения вопросов по расчленению глубокометаморфизованных докембрийских комплексов.

В настоящее время наибольшая информация об условиях образования получена только для метабазитов и метаультрабазитов медведевского комплекса, что связано с открытием среди них месторождения золота им. П.Пинигина. На основе геологических и геохимических данных доказана синколлизионная природа метабазитов и метаультрабазитов [12, 18]. По соотношению главных петрогенных элементов породы комплекса в основном соответствуют породам нормального ряда (см. рис. 2). Спектр распределения РЗЭ (см. рис. 4), соотношение редких элементов, а также обогащенность пород крупными литофильными и высокозарядными элементами по отношению к примитивной мантии показывают, что они наиболее близки породам, связанным с проявлением плюмового магматизма [18]. Влияние астеносферного и нижнемантийного

материала на процессы магмообразования при коллизии может быть объяснено рядом моделей [5]. Одна модель предусматривает утолщение литосферного корня в процессе коллизии, возникновение плотностной неустойчивости и, как следствие, деламинацию литосферы, в результате которой происходит перемещение астеносферных потоков к границе Мохо. Об этом могут свидетельствовать близкие значения возраста коллизионных гранитов в центральной части Алданского щита и Ar-Ag данные по метабазитам медведевского комплекса [18]. Другая предполагает отрыв слэба до или в процессе коллизии, что также приводит к перемещению астеносферных потоков к границе Мохо. Последняя модель подтверждается существованием субдукционных образований федоровской толщи и унгринского комплекса возрастом около 2,0 млрд. лет. Оба процесса могли сопровождаться андерплэйтингом (underplating) и вызвать резкий подъем рельефа и, как следствие, коллапс орогена.

Сравнительный анализ геохимии главных и редкоземельных элементов (см. рисунки 2, 3 и 4) метаморфизованных основных и ультраосновных пород из ксенолитов крупных массивов сиенитов показывает, что они принадлежат толеитовой серии, и, несмотря на различия в минеральных парагенезисах, наиболее близки к метабазитам и метаультрабазитам медведевского синколлизионного комплекса. Для них характерен одинаковый профиль распределения редких земель, близкие средние значения нормированного La/Yb, уровень концентрации тяжелых и легких редкоземельных элементов. Отличие заключается главным образом в характерном европиевом минимуме в основных породах ксенолитов. Близость геохимических характеристик также свидетельствует об участии астеносферного и нижнемантийного материала при формировании протолитов пород ксенолитов. Однако условия их кристаллизации существенно отличались от условий кристаллизации пород медведевского комплекса и проходили при существенном фракционировании плагиоклаза в основании консолидированной коры.

В заключение следует отметить, что в результате сравнительного геологического и геохимического изучения метабазит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита установлено, что разновозрастные комплексы имеют свои отличительные геохимические черты, отражающие эволюцию геодинамических обстановок формирования континентальной коры. На начальной стадии развития образуются основные комплексы, по составу отвечающие N-MORB базальтам (курумканская толща и алданский ортогнейсовый комплекс), затем в субдукционной обстановке образуются федоровская толща и унгринский комплекс, а в последствии в коллизионной — медведевский комплекс. Неопределенным остается положение метабазитов керакского комплекса.

Нижнекоровые метабазиты и ассоциирующие с ними породы ксенолитов из мезозойских сиенитов имеют геохимические черты сходства с синколлизионными базитами медведевского комплекса и формировались при участии астеносферного и нижнекорового материала. По существу, они представляют собой андерплэйтинг базальты (underplating basalts) и кристаллизуются в основании коры при фракционировании плагиоклаза, а их минеральные парагенезисы отражают геотермическое состояние коры на момент их внедрения. Необходимо отметить, что в настоящее время отсутствуют данные по возрасту ксенолитов.

Таким образом, на примере Алданского щита показано, что при типизации террейнов погребенного фундамента по ксенолитам основных пород из кимберлитов необходимо учитывать их геохимические характеристики. Принимая во внимание многократность проявления в докембрии коллизионных и рифтогенных процессов при становлении континентальной коры Северо-Азиатского кратона [15], необходимо осторожно относиться к данным, полученным по ксенолитам, протолиты которых испытали процессы магматической дифференциации в основании коры. Наибольшую информацию об этапах и истории становления верхнего слоя консолидированной коры вне зависимости от степени метаморфизма несут породы эфузивных и гипабиссальных фаций.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ (07-05-00695) и Программы ОНЗ РАН 7.10. Авторы выражают благодарность Н.В.Попову и Д.В.Утробину за помощь в организации полевых и аналитических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.И., Кицул В.И. О проявлении двух тенденций дифференциации в метавулканитах гранулитового и амфиболитового комплексов центральной части Алданского щита / Проблемы петрогенеза и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. —Иркутск, 1979.
2. Березкин В.И., Смелов А.П. Метавулканиты федоровской свиты докембия Алдано-Станового щита: наложенные изменения химического состава, первичная сериальность и геодинамическая природа / Вулканизм и геодинамика. —Екатеринбург, 2003. С. 606—610.
3. Великославинский С.Д. Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация // Автореф. дисс.... докт. геол.-минер. наук. —С.-Пб., 1998.
4. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи (Алданский щит) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25—43.
5. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321—1339.
6. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрей Южной Якутии. —М.: Наука, 1986.
7. Кицул В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембрейских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме «Унгринского клина») / Геология и петрология докембия Алданского щита. —М.: Наука, 1966. С. 135—158.
8. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А.Богатикова. —М.: Недра, 1981.
9. Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов федоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р.Тимптон) // Докл. РАН. 1995. Т. 335. № 3. С. 357—361.
10. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракrustальных комплексов Алданского щита: Первые Sm-Nd данные // РФФИ в Сибирском регионе (Земная кора и мантия). Тез. докл. Т. 2. —Иркутск, 1995. С. 56—57.
11. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита // Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. —С.-Пб.: Изд-во С.-Пб. гос. ун-та, 2003.
12. Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Минглинг-структуры палеопротерозойских метабазитов медведевского комплекса, как доказательство их синколлизионной природы / Тектоника и металлогенез северной Циркум-Пацифики и восточной Азии. —Хабаровск, 2007. С. 195—196.
13. Леонова Ф.Р. Новые данные по стратиграфии архея Дес-Савель-Хатыминского междууречья Алданского щита / Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМА. —Якутск, 1986. С. 143—148.
14. Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Чухонин А.П. и др. Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы // Региональная геология и металлогенез. 1996. № 5. С. 98—110.
15. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. —М.: Научный мир, 2006.
16. Сальникова Е.Б. Тектоно-магматическая эволюция северного фланга зоны сочленения олёкминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей Алданского щита // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. —С.-Пб.: Изд-во С.-Пб. гос. ун-та, 1993.
17. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становый щит / Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 81—104.
18. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизионных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 153—165.
19. Угрюмов Ар.Н. Ксенолиты из мезозойских интрузий Алданского щита и их значение для познания его глубинного строения// Автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук.—Воронеж, 1971.
20. Угрюмов Ар.Н. Сотношение кристаллических комплексов архея с «базальтовым» слоем земной коры на Алданском щите / Тектоника Сибири. Т. X. —М.: Наука, 1981. С. 112—118.
21. Шацкий В.С., Бузлукова Л.В., Ягоутц Э.И. и др. Строение и эволюция нижней коры Далдыно-Алакитского района Якутской кимберлитовой провинции (по данным изучения ксенолитов) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1273—1290.
22. Энтин А.Р., Тян О.А. Медведевский массив основных—ультраосновных пород и его рудоносность // Бюлл. научн.-техн. информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. —Якутск, 1983. С. 23—25.
23. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. 1976.

Геология и петрология палеопротерозойской Нижнекханинской грабен-синклинали (Алдано-Становой щит): к проблеме поисков следов древнейшей жизни на Земле

В.И.БЕРЕЗКИН, В.Ф.ТИМОФЕЕВ, А.П.СМЕЛОВ (ИГАБМ СО РАН), А.А.ПОСТНИКОВ, И.Д.ТИМОШИНА (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН), А.Н.ЗЕДГЕНИЗОВ (ИГАБМ СО РАН), Н.В.ПОПОВ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН)

«Человека всегда особенно интересовала загадка происхождения сознания. Само название биологического вида *Homo sapiens* как бы обязывает ее решение. Но если попытаться отрешиться на время от собственного антропоцен-тризма и встать на беспристрастную точку зрения природы, то еще неизвестно, что окажется важнее — загадка сознания или загадка собственно жизни, ее зарождения» [6, с.9]. Эти слова академика Н.Л.Добрецова можно расценивать как идеологическую основу научной программы РАН «Происхождение и эволюция биосферы», руководителями которой являются академики М.Е.Виноградов, Э.М.Галимов, Н.Л.Добрецов, Г.А.Заварзин. Геологическая история Земли начинается примерно 4 млрд.лет назад. Наименее изучен в отношении форм жизни и ее эволюции самый ранний период ее развития (4,0—2,0 млрд.лет, архей, палеопротерозой), когда и зарождалась жизнь. Решение этой загадки природы возможно при объединении усилий ученых различных областей знаний: геологов, палеонтологов, биогеохимиков и др. Поэтому программа РАН включает проект «Исследование следов биологических систем (био- и хемофоссилий) в слабометаморфизованных архейско-протерозойских осадочных комплексах западной части Алданского щита», курируемый академиком А.Э.Конторовичем. Геологическая задача проекта заключается в выборе объектов, наиболее перспективных для обнаружения следов древнейшей жизни. Основными критериями выбора перспективных объектов исследований являются возраст древнее 2 млрд.лет, присутствие в разрезах геологических комплексов пород осадочного происхождения (карбонатные породы, кремни, черные сланцы), формировавшихся в морских условиях и низкая степень их метаморфизма (не выше зеленосланцевой фации).

Анализ опубликованной литературы [4, 9, 10, 12, 13, 16, 17, 20 и др.] показывает, что этим условиям в пределах Алданской антеклизы больше всего отвечают породы Западно-Алданского гранит-зеленокаменного составного террейна, расположенного в западной части Алдано-Станового щита. Здесь известны мезо- и неоархейские слабометаморфизованные породы зеленокаменных поясов (субганский комплекс), а также палеопротерозойские осадочные породы удоканской и угайской серий, в разрезах которых присутствуют карбонатные породы, кремни и черные сланцы. Породы удоканской и угайской серий выполняют Кодаро-Удоканский прогиб, Нижнекханинскую, Олдонгсинскую и Угайскую грабен-синклинали и со стратиграфическим и структурным несогласием перекрывают архейские образования. Стратиграфия, литология и условия метаморфизма Кодаро-Удоканского прогиба детально освещена в упомянутой литературе. В меньшей степени изучены образования грабен-синклиналей, среди которых особый интерес вызывает Нижнекханинская. При изучении черных сланцев, слагающих среднюю часть ее разреза, было установлено, что углеродистое вещество в них представлено формой, промежуточной между шунгитом и графитом [3]. В данной статье обобщены результаты изучения геологии и петрологии Нижнекханинской грабен-син-

клинали как палеопротерозойской структуры, в отложениях которой могут быть обнаружены следы древней жизни.

Геология. Западно-Алданский гранит-зеленокаменный составной террейн сложен архейскими и палеопротерозойскими образованиями различного типа (рис. 1), метаморфизованными в широком диапазоне температур и давлений [12, 15, 16]. Преобладающие ортогнейсы и мигматиты тоналит-трондьемитового состава, метаморфизованные в амфиболитовой фации, объединены в олекминский комплекс. На их фоне выделяются более монотонные тоналит-трондьемитовые, метагаббро-тоналит-трондьемитовые и гранитные плутоны. Олекминский комплекс слагает несколько крупных линейных блоков, разделенных четырьмя субдолготными поясами бластомилонитов протяженностью 300 км и шириной до 30 км. В поясах скрещоточены фрагментарные выходы тектонических пластин пород зеленокаменного субганского комплекса. Метаморфизм пород комплекса соответствует эпидот-амфиболитовой фации с переходами в зеленосланцевую и амфиболитовую фацию. В пределах террейна выделяют курутинский гранулитовый комплекс, слагающий несколько самостоятельных блоков, ограниченных разломами блоков и тектонических пластин.

Архейские комплексы несогласно перекрыты палеопротерозойскими породами удоканской и угайской серий Кодаро-Удоканского прогиба, Нижнекханинской, Олдонгсинской и Угайской грабен-синклиналей [8, 12].

В процессе работы над проектом авторы по материалам геологической съемки масштаба 1:50 000 и собственных полевых исследований составили структурно-литологическую карту Нижнекханинской грабен-синклинали, на которой выделили горизонты, наиболее обогащенные дисперсным углеродистым веществом, а также карбонатных пород с линзами и прослоями кремней (см. рис. 1). В целом Нижнекханинская структура представляет собой асимметричную брахисинклиналь (30–20 км) северо-восточного простирания с пологими залеганиями крыльев. Она ограничена системой разрывных нарушений преимущественно взбросового и взбросо-сдвигового характера. Внутренние разломы осложняют складчатую структуру, обусловливая местами чешуйчатый характер геологического разреза. Присутствуют мелкие сжатые лежачие складки, сопровождающиеся сланцеватостью, параллельной их осевым поверхностям, отмечается гофрировка плоскости сланцеватости (микроплойчатость) субмеридионального и северо-восточного простирания, кинг-зоны в филлитовидных сланцах с такой же ориентировкой, что и микроплойчатость. В сланцевой части разреза часто наблюдаются кварцевые жилы, согласные со сланцеватостью, деформированные вместе с последней в асимметричные складки, иногда сильно сжатые вплоть до изоклинальных. Как правило, складки ориентированы в субмеридиональном и северо-восточном направлениях, реже в северо-западном и субширотном. Углы погружения шарниров этих складок обычно пологие.

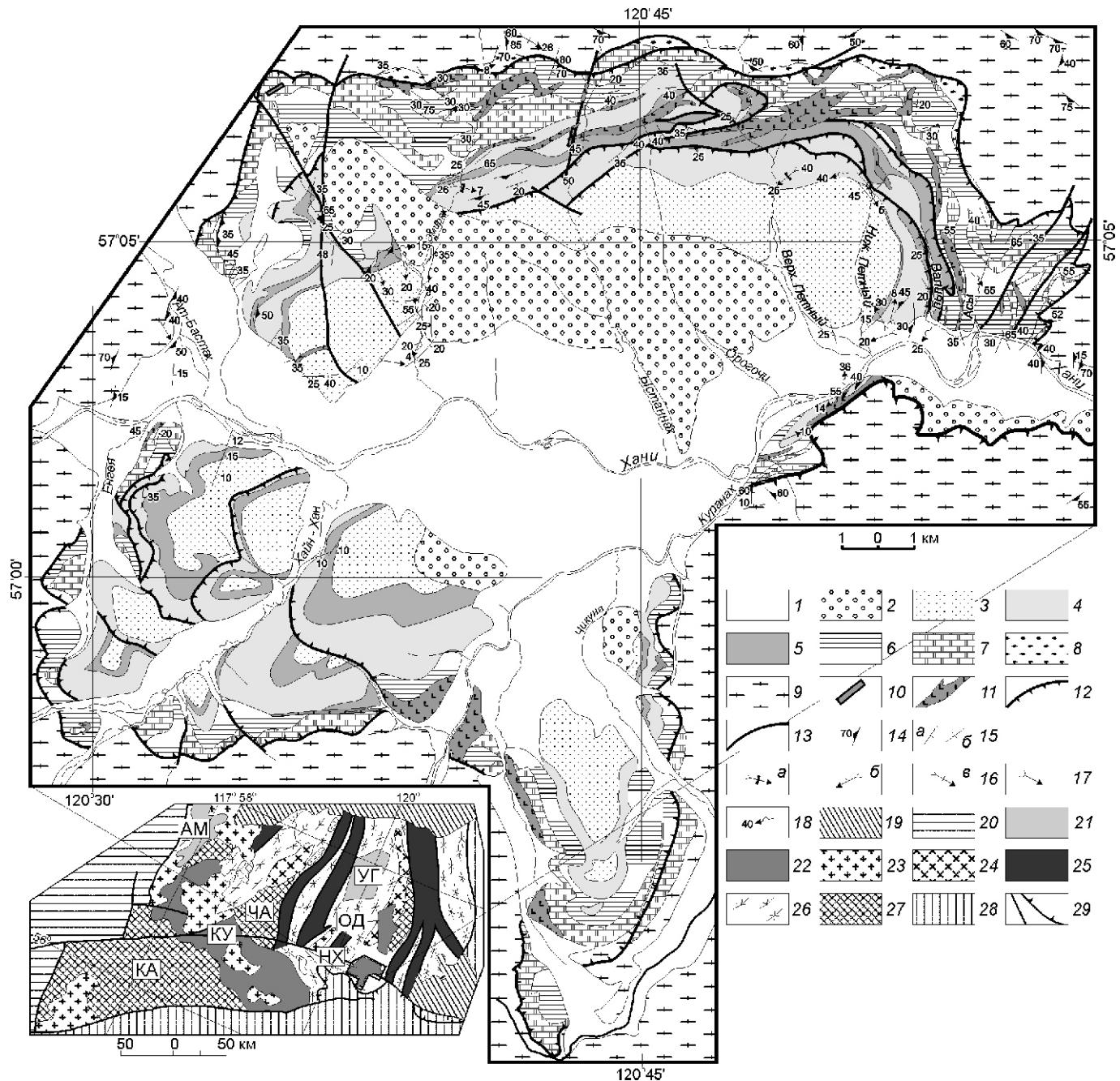


Рис. 1. Схематическая структурно-литологическая карта Нижнеканинской грабен-синклиналии:

отложения: 1 — четвертичные; 2 — юрские; палеопротерозойские ханинские серии: 3 — станнахская свита, метапесчаники, метаалевролиты; ханинская свита: 4 — метапесчаники, метаалевролиты, филлитовые сланцы, кварцito-песчаники, 5 — черные углеродистые метаалевролиты и аргиллиты; атбастахская свита: 6 — метаалевролиты, метапесчаники, кварцito-песчаники, 7 — доломитовые мраморы и кальцифиры, 8 — метаконгломераты и метагравелиты; 9 — архейские образования олекминского комплекса — биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы, плагиограниты, кристаллосланцы и амфиболиты; 10 — дайки конга-диабазов и диабазов торского комплекса; 11 — сillsы и дайки метагаббро-диабазов, метадиабазов куранахского комплекса; 12 — надвиги; 13 — разломы; структурные знаки: 14 — сланцеватость; 15 — слоистость: а — наклонная, б — вертикальная; 16 — шарниры складок сжатых и изоклинальных с осевой поверхностью: а — горизонтальной, б — пологой, в — вертикальной; 17 — шарниры открытых складок; 18 — плойчатость, гофрировка; на врезке положение палеопротерозойских образований в структуре Западно-Алданского террейна [16] с упрощениями: 19 — чехол Сибирской платформы; 20 — Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс; образования палеопротерозоя: 21 — верхов (УГ — Угийский и АМ — Амалыкский грабены), 22 — низов (КУ — Кодаро-Удоканский прогиб, НХ — Нижнеканинская и ОД — Олдонгсинская грабен-синклинали); 23 — палеопротерозойские гранитоиды; 24 — позднеархейские гранииты; 25 — зоны бластомилонитов с фрагментами образований архейских зеленокаменных поясов; 26 — тоналит-трондьемитовые гнейсы олекминского комплекса; 27 — гранулитовые образования курульгинского комплекса (КА — Каларский, ЧА — Чарский блоки); 28 — зоны тектонического меланжа; 29 — разломы

Стратиграфия. Впервые стратиграфия отложений Нижнеханинской, Угайской и Олдонгинской грабен-синклиналей была описана в 1956 г. Е.П.Миронюком и В.Г.Тарасовой. Позже вопросы стратиграфии и сопоставления с разрезом Кодаро-Удоканского прогиба рассматривались в работах [4, 13, 14]. В дальнейшем [5, 17] были внесены корректизы в стратиграфические схемы отложений грабен-синклиналей. В Нижнеханинской грабен-синклинали были выделены снизу вверх атбастахская, ханинская и станнахская свиты (рис. 2), объединенные в ханинскую серию.

Атбастахская свита распространена по периферии грабена. В ее составе преобладают белые, розоватые, иногда буро-красные метапесчаники и кварцito-песчаники, среди которых залегают линзовидные и слоевидные выходы мощностью до 140 м, сложенные tremolитовыми и диопсид-tremolитовыми, флогопит-tremolит-диопсидовыми и чистыми доломитовыми мраморами и кальцифирами. В них встречаются прослои и пачки известково-силикатных пород, метаморфизованных известковистых песчаников, алевролитов, реже гравелитов, конгломератов, а также линзы и прослои микрозернистых, существенно кварцевых пород (кремней). Прослои серых филлитовидных сланцев (метаалевролитов и метааргиллитов) имеют подчиненное значение. В северной части грабена в основании разреза прослеживается маломощный горизонт гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 360—700 м.

Ханинская свита сложена ритмично переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами, углеродистыми филлитами и филлитовидными сланцами (см. рис. 2). В нижней части разреза установлена ритмичность мощностью 12—15 м. В низах ритмов залегают массивные розовые или светло-серые среднезернистые олигомиктовые метапесчаники и кварцito-песчаники. Средняя часть ритмов представлена серыми метаалевролитами с тонкими прослойями филлитовидных сланцев (метааргиллитов). Средняя часть разреза характеризуется тонким переслаиванием метаалевролитовых и метапелитовых (метааргиллитовых) сланцев при преобладании последних. В верхней части разреза свиты залегают метапелитовые и метаалевролитовые сланцы. Пачка, сложенная преимущественно углеродистыми филлитами и филлитовидными сланцами (черными сланцами) и наиболее насыщенная углеродистым веществом (до 3,5%), выделена на карте (см. рис. 1). Мощность свиты 550—800 м.

Природа и структурное состояние рассеянного углеродистого вещества в черных сланцах долгое время оставались неопределенными. Они назывались то углистыми, то

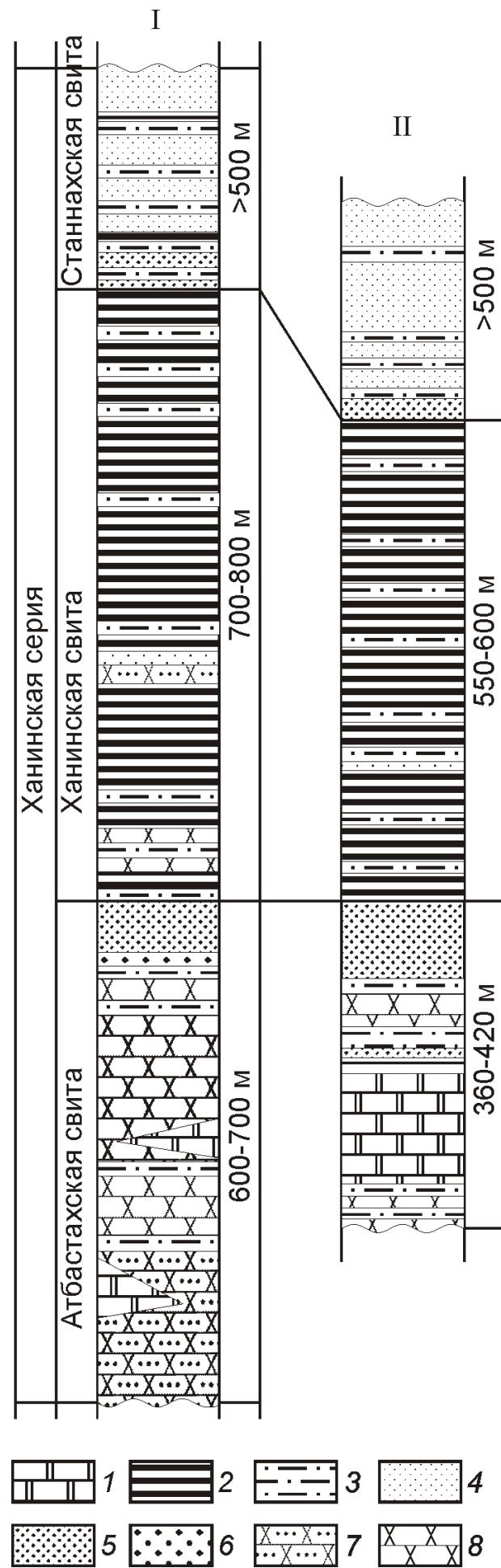


Рис. 2. Обобщенное строение разреза в восточной (I) и западной (II) частях Нижнеханинской грабен-синклинали:

1 — мраморизованные доломиты и кальцифиры; 2 — филлиты и филлитовидные сланцы темно-серые, черные, углистые; 3 — метаалевролиты и метаалевропесчаники серые; 4 — метапесчаники полимиктовые сероцветные; 5 — метапесчаники средне-, мелко-зернистые олигомиктовые и аркозовые красноцветные; 6 — метагравелиты и грубозернистые метапесчаники; 7 — метапесчаники олигомиктовые существенно полевошпатовые; 8 — метапесчаники, кварцito-песчаники олигомиктовые существенно кварцевые и кварциты

графитовыми, то шунгитовыми. Последнее утверждение было высказано после выявления вспучиваемости при нагревании и особенностей термограмм ханинских черных сланцев, оказавшихся сходными по этим параметрам с шунгитовыми породами Карелии [11]. Однако для корректной диагностики шунгита эти параметры необходимы, но недостаточны. Поэтому по пробам авторов в ЗАО НПК «Карбон-шунгит» (г.Петрозаводск) ханинские и олдонгсинские черные сланцы были исследованы дerrivatографическим, электронографическим, микродифракционным методами и испытаны на вспучиваемость. В результате выяснилось, что углеродистое вещество по структуре занимает промежуточное положение между шунгитом и графитом. Оно по вспучиваемости и внутрислойной слабо упорядоченной структуре похоже на шунгит, а по более высокой межслоевой упорядоченности приближается к графиту [3].

Станнахская свита слагает ядерную часть грабен-синклинали и залегает согласно на ханинской. Она представлена монотонной сероцветной метапесчаниковой толщей. Явно подчиненную роль играют желтовато- и буровато-серые метапесчаники. Снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение тонкозернистых разностей песчаников и алевропесчаников (филлитовидных сланцев). Неполная мощность свиты 500—600 м.

Магматические образования в Нижнеханинской грабен-синклинали представлены метадиабазами и метагаббрдиабазами куранахского комплекса [9]. Магматиты этого же комплекса прорывают отложения Олдонгсинской грабен-синклинали. Метадиабазы интрудируют породы атбастахской и реже ханинской свит, а в станнахской свите неизвестны. Они образуют дайки и силлы мощностью, не превышающей 200 м. Породы массивные или рассланцованные. В них часто сохраняется реликтовая офитовая структура. Породы комплекса изофициальны с вмещающими метаморфизованы и участвуют в складчатости.

По химическому составу среди метадиабазов куранахского комплекса (см. таблицу) выделяются три группы: высокомагнезиальные (MgO 8%), умеренномагнезиальные (MgO 6—8%) и низкомагнезиальные или высокожелезистые (MgO 6%) разности. Средние составы пород в группах по соотношениям суммы щелочей и SiO_2 отвечают субщелочным базитам. Однако с учетом слабого, трудно улавливаемого ощелачивания эти породы соответствуют магматитам с нормальной щелочностью — толеитам с феннеровским трендом дифференциации [1]. В подтверждение такого вывода метадиабазы, включаемые в куранахский комплекс Олдонгсинской структуры и внедренные в олекминские гнейсы, не имеющие признаков привноса щелочей, отвечают толеитам. В ряду дифференциации от высокомагнезиальных к высокожелезистым метадиабазам явно или в виде тенденции увеличиваются содержания FeO_t , TiO_2 , MnO , P_2O_5 и уменьшаются Al_2O_3 , SiO_2 , CaO . Наиболее широко распространены в Нижнеханинской грабен-синклинали умеренномагнезиальные метадиабазы, слагающие основное число опробованных тел, другие два вида метадиабазов встречаются значительно реже.

Постметаморфические дайки торского комплекса, сущущие породы Нижнеханинской грабен-синклинали, представлены породами основного и среднего составов — диабазами и кварцевыми диабазами (см. таблицу). Они сильно отличаются от даек куранахского комплекса в целом более

высокими содержаниями SiO_2 , K_2O , низкими Al_2O_3 , MgO , CaO и боуэновским трендом дифференциации.

Метаморфизм. Ранее авторы систематизировали метаморфические минеральные ассоциации в разных химических группах пород, а также определили составы породообразующих минералов [2]. Согласно этим данным, в метапелитах (углеродистые филлиты, метаалевролиты и метапесчаники) наиболее широко распространена ассоциация биотит плагиоклаз (олигоклаз—альбит) кварц. Реже в подчиненном количестве наблюдаются белая слюда (мусковит) и хлорит. Мусковит более характерен для метапесчаников, в которых он ассоциирует с калиевым полевым шпатом. В филлитах и филлитовидных сланцах, реже в метапесчаниках, в незначительных количествах встречаются мелкие пойкилобластовые зерна граната в ассоциации с биотитом, реже с хлоритом. Весьма редко вместе с хлоритом и мусковитом наблюдаются единичные зерна хлоритоида. В карбонатных породах видны новообразования хлорита, слюды, tremolита, иногда диопсида.

Диабазы куранахского комплекса метаморфизованы изофициально с вмещающими осадочными породами. Во всех ассоциациях главенствуют плагиоклаз и амфибол, который представлен актинолитом и (или) сине-зеленой роговой обманкой. Плагиоклаз в центральных частях крупных зерен имеет основной состав (до лабрадора), а в краевых — кислый (альбит—олигоклаз). В метадиабазах, особенно в рассланцовых, довольно часто встречаются биотит (до 30%) [1], минералы группы эпидота-циозита, карбонат, кварц. Почти всегда присутствуют титаномагнетит, магнетит, апатит, сфен.

Минеральные ассоциации в разных по составу породах соответствуют зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям [2]. С этим согласуются также особенности химического состава изученных минералов. Судя по петрографическим критериям, кристаллизация гранатов в метапелитах только началась. Оригинальный состав граната — повышенное содержание CaO , MnO , FeO в бедных CaO породах (грессуляр-спессартин-альмандиновые составы), свидетельствуют об их появлении в условиях зеленосланцевой фации. Актинолит — типичный минерал зеленосланцевой фации, а сине-зеленая роговая обманка — эпидот-амфиболитовой. Повышенные содержания TiO_2 для биотита обнаруживаются, когда он единственный в породе концентратор титана. В присутствии магнетита или ильменита содержание TiO_2 в биотите снижается до значений, характерных для низкотемпературных фаций.

По гранат-биотитовым геотермометрам получены T 400—580 С, по гранат-рогообманковому 490—580 С, по амфибол-плагиоклазовому 450 С, P 300 МПа (программа TPF, ИЭМ РАН). Таким образом, метаморфизм пород Нижнеханинской грабен-синклинали соответствует в основном биотитовой и альмандин-хлоритоидной субфациям зеленосланцевой фации по петрогенетической сетке С.П.Кориковского [7] или хлорит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев и нижней бесстраволитовой части эпидот-амфиболитовой фации, по Н.Л.Добрецову [19]. Возраст метаморфизма пород Нижнеханинской грабен-синклинали определен $Rb-Sr$ методом по породам ханинской и атбастахской свит и равен $1,95 \pm 0,11$ млрд. лет [5]; Sm-Nd изохронный возраст метадиабазов куранахского комплекса из Олдонгсинской грабен-синклинали $1,883 \pm 0,046$ млрд. лет [16]; Sm-Nd модельный возраст метапесчаника атбастахской свиты (проба Б-2406/10) —

Средние химические составы пород Нижнекамской грабен-синклинали ($\text{e} \%$)

Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Число анали-зования	CJA
<i>Амбасатская свита</i>												
A-1	66,02 63,05—68,43	0,72 0,61—0,85	19,62 17,74—23,32	4,36 2,31—7,05	0,03 0,0—0,09	2,82 1,85—4,76	0,56 0,03—1,21	1,51 1,07—2,08	4,31 2,89—5,31	0,05 0,0—0,14	4	70,6
A-2	64,99 64,02—65,96	0,85 0,78—0,92	16,26 15,44—17,09	5,27 4,45—6,09	0,10 0,08—0,12	3,15 2,28—4,03	2,87 2,55—3,18	3,84 3,32—4,35	2,55 2,22—2,89	0,11 0,09—0,14	2	53,2
A-3	76,48 69,7—82,28	0,39 0,2—0,6	12,01 10,12—14,24	3,32 1,29—5,33	0,03 0,0—0,11	1,47 0,27—3,69	0,79 0,0—2,88	2,8 0,19—4,98	2,66 1,3—4,74	0,06 0,0—0,1	14	57,4
A-4	84,29 78,23—88,93	0,22 0,02—0,41	7,34 4,57—9,8	2,08 0,58—4,15	0,05 0,0—0,42	1,41 0,0—5,57	0,8 0,0—3,88	2,06 0,24—4,06	1,66 0,59—3,17	0,09 0,0—0,84	25	52,5
A-5	94,21 90,67—97,51	0,08 0,0—0,19	2,9 1,2—7,43	1,14 0,42—2,13	0,02 0,0—0,06	0,33 0,0—1,53	0,16 0,0—0,6	0,42 0,0—1,63	0,64 0,05—1,93	0,1 0,0—1,34	24	63,5
A-6	16,42 3,76—30,38	0,08 0,02—0,16	1,06 0,45—2,68	1,13 0,23—1,58	0,12 0,07—0,26	32,15 25,1—39,45	48,11 38,3—60,37	0,21 0,02—0,4	0,51 0,09—1,25	0,21 0,04—1,08	7	
A-7	56,05 32,39—74,33	0,0 0,02—0,07	4 0,44—0,79	0,6 0,22—2,44	0,11 0,03—0,26	15,55 7,72—20,87	25,32 10,34—49,76	0,22 0,03—0,44	0,06 0,02—0,13	0,43 0,0—1,07	5	
A-8	48,55 37,11—58,46	0,23 0,06—0,6	7,05 4,26—11,9	2,93 0,7—10,52	0,24 0,0—1,3	14,42 5,34—19,89	22,87 13,57—33,68	1,88 0,26—4,93	1,74 0,08—3,26	0,09 0,06—0,13	7	
<i>Ханинская свита</i>												
X-1	63,71 56,96—69,32	0,77 0,65—1,02	23,2 19,22—26,54	4,55 2,79—7,92	0,18 0,03—0,77	1,76 0,37—3,39	0,68 0,06—1,63	1,76 1,04—3,16	3,34 2,09—4,91	0,05 0,02—0,15	26	75,0
X-2	67,68 61,4—73,97	0,68 0,03—0,91	15,73 14,27—17,37	5,32 2,04—7,98	0,08 0,0—0,2	2,9 0,87—5,1	1,32 0,0—3,92	2,34 0,81—4,58	3,84 1,58—5,77	0,11 0,0—0,21	31	60,29
X-3	71,91 57,02—82,26	0,63 0,2—2,41	12,67 10,11—14,31	5,11 2,33—8,58	0,09 0,0—0,29	2,5 0,39—5,78	1,64 0,0—5,01	2,89 0,59—4,23	2,41 0,48—5,38	0,14 0,0—1,42	31	55,1
X-4	83,47 80,67—89,99	0,2 0,12—0,33	7,56 4,32—9,46	2,01 0,65—3,82	0,08 0,0—0,2	0,74 0,06—1,31	1,49 0,05—3,56	2,38 0,93—3,37	2,02 0,9—3,95	0,06 0,02—0,13	9	46,2
X-5	94,08 90,83—96,61	0,06 0,0—0,16	4,19 1,61—7,73	0,6 0,26—1,03	0,05 0,0—0,1	0,23 0,0—1,06	0,09 0,0—0,23	0,09 0,0—0,24	0,6 0,23—1,17	0,02 0,0—0,04	5	81,4
<i>Станахская свита</i>												
C-3	77,45 72,14—79,7	0,48 0,3—0,68	11,46 9,82—13,86	3,03 1,59—4,63	0,04 0,0—0,07	1,01 0,06—1,65	0,78 0,01—2,37	3,12 2,36—4,11	2,56 1,61—3,19	0,06 0,03—0,08	7	55,2

Продолжение табл.

Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	число анилинов	CJA
C-4	82,93 79,67—86,29	0,32 0,13—0,52	8,94 6,22—11,69	1,81 0,84—3,22	0,02 0,0—0,04	0,39 0,04—0,92	0,34 0,07—1,01	3,22 1,59—4,58	1,98 1,01—3,37	0,06 0,02—0,1	15	52,6
<i>Куранахский комплекс</i>												
K-1	48,48 47,01—50,95	1,37 0,97—2,56	17,65 14,42—19,63	10,46 5,86—13,73	0,14 0,06—0,18	8,62 8,19—9,52	7,41—10,0	8,98 7,41—10,0	2,90 2,05—5,99	1,21 0,0—2,01	0,18 0,13—0,31	12
K-2	48,91 45,64—51,28	1,83 1,0—2,7	16,29 13,62—19,46	12,21 9,29—15,95	0,15 0,03—0,25	6,95 6,11—7,89	4,45—10,99	8,95 2,34—5,09	3,4 1,09	0,22 0,29—2,12	0,12—0,39	40
K-3	48,71 45,39—51,35	2,4 1,4—3,21	14,83 12,41—16,93	15,21 10,71—18,75	0,16 0,06—0,26	5,36 4,56—6,02	8,28 5,57—10,44	3,88 2,43—5,15	0,84 0,36—1,46	0,34 0,24—0,47	11	
<i>Торский комплекс</i>												
T-1	52,43 49,61—53,91	1,47 1,04—1,69	14,02 13,83—14,17	12,38 11,77—13,06	0,16 0,13—0,18	5,42 4,17—7,28	7,72 6,17—9,24	3,65 3,07—4,37	2,55 2,07—3,48	0,2 0,12—0,26	3	
T-2	56,61 55,2—59,03	0,96 0,89—1,01	14,98 14,51—15,32	10,47 10,18—10,97	0,16 0,13—0,21	4,57 3,71—5,01	7,33 4,98—8,52	2,88 2,41—3,38	1,92 1,88—2,01	0,12 0,11—0,14	4	
<i>Измененные породы и метасоматиты</i>												
АБ	69,14 60,21—74,65	0,66 0,29—1,13	15,03 12,19—19,91	3,24 2,36—4,13	0,01 0,0—0,02	3,63 2,55—4,84	0,56 0,0—1,03	6,94 6,14—7,66	0,74 0,12—3,07	0,05 0,0—0,17	5	
АБТ	68,06 67,15—68,96	0,46 0,43—0,49	19,07 18,3—19,84	0,85 0,15—1,55	0,03 0,01—0,04	0,42 0,16—0,68	1,36 0,29—2,44	9,65 9,3—10,0	0,08 0,06—0,09	0,02 0,0—0,04	2	
ОС	55,92 46,51—63,97	1,01 0,8—1,57	22,19 18,55—27,22	7,78 5,18—11,52	0,09 0,04—0,18	3,35 1,89—5,05	0,7 0,1—1,39	2,57 1,91—3,82	6,28 5,17—7,05	0,12 0,02—0,18	6	
С	47,55 ИК	1,69 52,06	28,54 2,57	7,4 10,02	0,07 0,05	4,65 7,23	0,73 3,86	0,64 5,4	8,53 2,98	0,2 0,31	1	

Примечания. I. Цифры у буквенных индексов свит: 1 — филлиты, филлитовидные сланцы; 2 — алевролиты, алевролитовые, 3 — алевролиты, кварцевые метапесчаники (кварциты); 6 — доломитовые мраморы, карбонатсодержащие породы: 7 — силикатные (изначально доломит-кремнистые), 8 — алюмосиликатные (глинистые и (или) песчанистые доломиты). II. Цифры у буквенных индексов дайковых пород: метагабброриабазы куранахского комплекса: 1 — высокомагнезиальные, MgO 8%, 2 — умеренно-магнезиальные MgO 6%; горский комплекс: 1 — диабазы, 2 — кварцевые диабазы. СЛА Al₂O₃/(Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O), в молекулярных количествах, индекс химического изменения при выветривании [23]; АБ — альбитизированные метапесчаники, метаалевролиты, альбититы (адинолы); АБТ — альбититы (адинолы); ОС — ослажденевые метапелиты; С — слюдит; ИК — измененный (биотитизированный и альбитизированный) метагабброриабаз куранахского комплекса; FeO_t — железо общее; числитель — среднее значение, знаменатель — пределы колебаний состава. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН химическим и рентгенофлюоресцентным методами.

T_{Nd} (ДМ) 3,3 млрд. лет (неопубликованные результаты В.П.Ковача и А.Б.Котова), интерпретируется как средний возраст источников сноса и имеет близкие значения возраста тоналит-трондемитовых гнейсов и мигматитов олекминского комплекса [16].

Реконструкции первичного состава метаосадочных пород на основе петрохимических данных. Первое петрохимическое изучение метаосадочных пород Нижнеканинской и других грабен-синклиналей было предпринято А.В.Сочавой [17]. Авторы продолжали собирать материалы с целью получения представительного числа анализов по главным видам пород и охватить, по возможности, полный перечень второстепенных и редких метаосадков, к которым относятся и метасоматически измененные метаосадочные породы, приуроченные главным образом к экзоконтактам метабазитов. На контакте метабазитов с метаалевролитами развиты альбититы (адинолы), а с филлитами — слюдиты (см. таблицу). Незначительно распространены также разновидности метаосадочных пород с высокими содержаниями Na_2O и (или) K_2O . Однако они менее щелочные, чем адинолы и слюдиты.

В выборки включены типы пород, условно слабо изменившиеся и неизмененные (см. таблицу). Явно измененные породы представлены в отдельных выборках или единичными примерами. В целом в слабо- и неизмененных породах установлено, что изменения, если и были, то носили характер перераспределения. Поэтому можно полагать, что средние составы пород в случае их представительности достаточно близко соответствуют составу их протолитов.

Метаморфическая перекристаллизация и рассланцевание значительно затрудняют определение первичных видов метаосадков, особенно тонко- и мелкозернистых. По текстуре, структуре и минеральному составу аргиллиты, пелито-алевролиты и алевролиты, превращенные в филлиты и филлитовидные сланцы, корректно расчленить невозможно. Следовательно, выборки составлены с условными названиями по преобладающему виду пород с учетом их химического состава и гранулометрии. К филлитам (глином) отнесены породы с содержанием Al_2O_3 17,5%. Филлитовидные сланцы (алевролиты) подразделены на две группы с ограничениями по Al_2O_3 17,5—14,0 и 14,0—10. Метапесчаникам соответствуют породы с Al_2O_3 10% с разделом между выборками по SiO_2 90%.

Для терригенных пород атбастахской свиты характерны значительные колебания химического состава, обусловленные вариациями содержаний SiO_2 и других оксидов (см. таблицу). По данным А.В.Сочавы [17], во всех песчаных породах Na_2O преобладает над K_2O . Эта особенность послужила одним из доводов отнесения толщ грабен-синклинали к нижней части сводного разреза нижнего протерозоя бассейна р.Олекма. Однако при расчетах с отбраковкой явно альбитизированных пород в кварцитах и кварците-песчаниках, значительно распространенных, хотя и при малой сумме щелочей, K_2O почти всегда преобладает над Na_2O , а в метапесчаниках нередко также наблюдаются аналогичные соотношения щелочей. По количественным соотношениям MgO и CaO карбонатные породы относятся к доломитам. В известково-силикатных породах эти же соотношения свидетельствуют о том, что их карбонатная часть в первично-осадочных породах была представлена также доломитом. Силикатная часть при высоких значениях SiO_2 относительно Al_2O_3 , FeO и других, вероятно, была

представлена кремнистой, а при умеренных и низких SiO_2 — песчаной и глинистой примесями (см. таблицу).

Породы, слагающие атбастахскую свиту, почти все встречаются и в ханинской свите, но при совершенно других количественных соотношениях. Карбонатсодержащие породы ханинской свиты из-за их редкости, к сожалению, в таблицу средних составов не вошли. Химические составы видов метатерригенных пород ханинской и атбастахской свит весьма близки (см. таблицу). Наиболее заметная особенность — более высокая глиноземистость ханинских филлитов и кварцитов. При сопоставимых содержаниях SiO_2 , глинозема в последних почти в 1,5 раза больше, а FeO_t , MgO , CaO , Na_2O заметно меньше, чем в атбастахских кварцитах. Это обусловлено, вероятно, тем, что в виде примесей (цемента и обломков) в ханинских песках преобладал глинистый материал, а в атбастахских — полевые шпаты и карбонаты. Другая особенность ханинских метаалевролитов и пелитов — насыщенность их дисперсным углеродистым веществом, содержание которого, судя по потере массы пробы при выгорании углерода, доходит до 3—4% [3].

Весьма слабая дифференцированность состава пород станнахской свиты может быть кажущейся в связи с возможной неполнотой наблюдаемого разреза. Однако метапесчаники и редкие метаалевролиты как по отдельности, так и вместе, характеризуются значительно более узкими пределами колебаний содержаний оксидов, чем такие же породы других свит. Кроме того, среди этих пород достоверно неустановлены наложенные изменения химического состава, хотя слабый привнос Na_2O при альбитизации вполне возможен. В целом от метапесчаников и метаалевролитов других свит, сопоставимых по SiO_2 , станнахские отличаются в среднем пониженными концентрациями FeO_t , MgO и повышенными Na_2O .

Дометаморфические минеральные виды терригенных пород ханинской серии, а также упомянутые и другие особенности их состава наглядно прослеживаются на диаграмме В.Н.Шванова [21], разработавшего классификацию песчаных и глинистых пород (рис. 3). На диаграмме видно, что филлиты атбастахской свиты (А-1) соответствуют: 3 анализа песчаным глинам, 1 — высокоглиноземистой глине. Подавляющая часть ханинских филлитов (Х-1) находится в поле высокоглиноземистых глин с единичными переходами во все окружающие поля. Филлитовидные сланцы ханинской свиты, условно названные нами метаалевропелитами (Х-2), отвечают песчаным глинам. Имеющиеся всего 2 анализа таких пород атбастахской свиты (А-2) оказались в поле граувакк. Филлитовидные сланцы, предполагаемые алевролиты атбастахской свиты (А-3), находятся в основном поле кварцевых граувакк, а ханинской свиты (Х-3) — в поле песчаных глин и кварцевых граувакк. Метапесчаники как атбастахской (А-4), так и ханинской свит (Х-4) распределены достаточно одинаково и широко занимают поля кварцевых граувакк и аркозов. Часть атбастахских метапесчаников все же отделилась в поле кварцевых, олигомиктовых и мезомиктовых песчаников. Кварциты той (А-5) и другой свиты (Х-5) находятся вблизи кварцевого угла. При этом атбастахские кварциты приблизительно поровну отвечают олигомиктовым и глинистым кварцевым песчаникам, а ханинские кварциты, за исключением одной пробы, все оказались в поле глинистых кварцевых песчаников. Станнахские метапесчаники (С-4) компактно разместились в поле аркозов. Более широ-

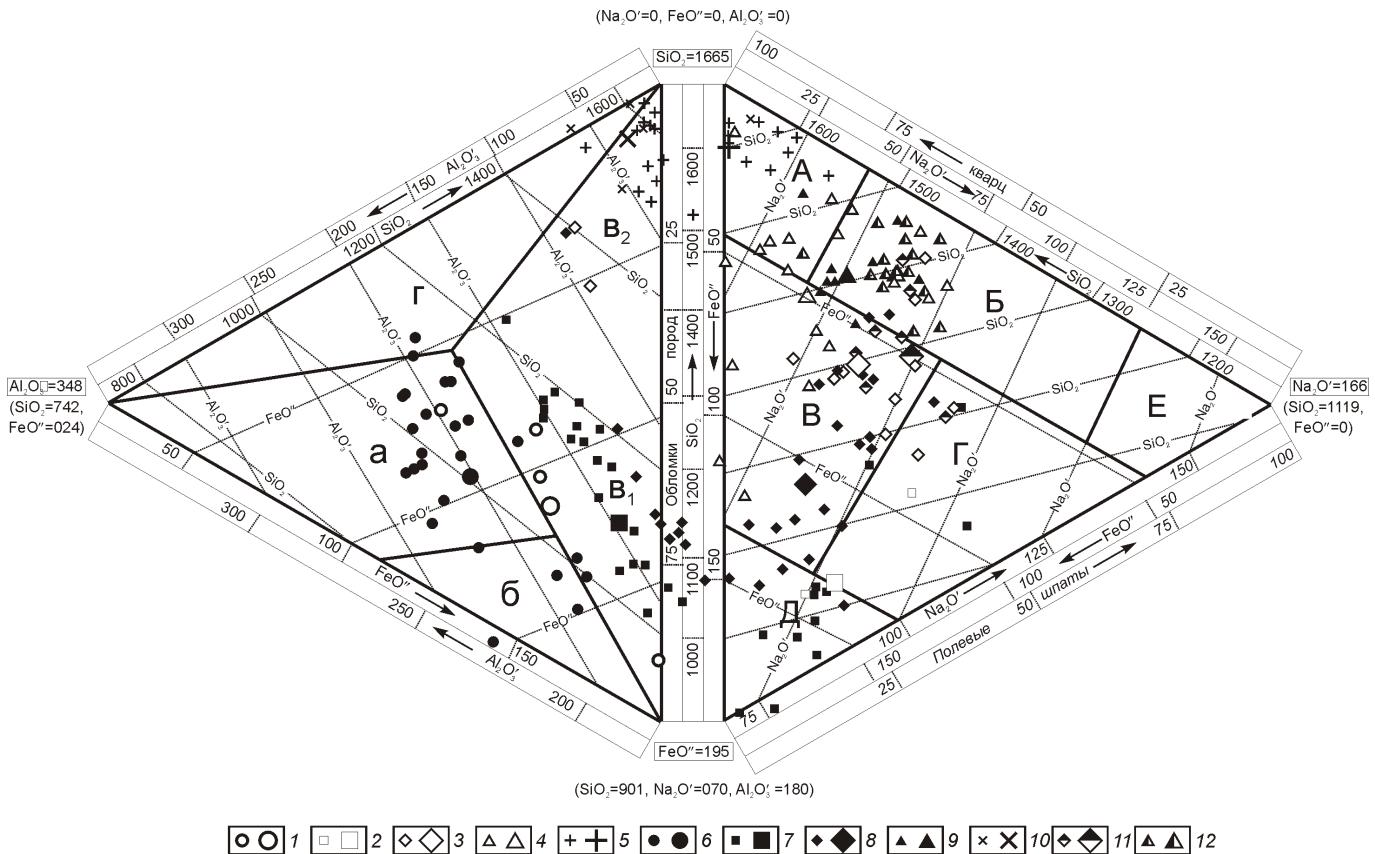


Рис. 3. Метатерригенные породы ханинской серии на диаграмме $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}\text{—FeO}\text{—Al}_2\text{O}_3$ [21]:

абастахская свита: 1 — филлиты (A-1), 2 — алевропелитовые филлитовидные сланцы (A-2), 3 — алевролитовые филлитовидные сланцы (A-3), 4 — метапесчаники (A-4), 5 — кварцевые метапесчаники (кварциты) (A-5); ханинская свита: 6 — филлиты (X-1), филлитовидные сланцы: 7 — алевропелитовые (X-2), 8 — алевролитовые (X-3), 9 — метапесчаники (кварциты) (X-5); станнахская свита: 11 — алевролитовые филлитовидные сланцы (C-3), 12 — метапесчаники (C-4); крупные значки — средние составы групп пород (см. таблицу); поля диаграммы [22]: А — кварцевых, олигомиктовых и мезомиктовых песчаников; Б — аркозов; В — кварцевых граувакк; Г — полевошпатовых граувакк; Д — граувакк; Е — полевошпатовых песчаников; а — каолинитовых и других высокоглиноземистых глин; б — гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин; в — песчаных глин; в₂ — глинистых песчаников; г — кварц-каолинитовых пород

ко в полях аркозов, кварцевых граувакк и полевошпатовых граувакк оказались станнахские метаалевролиты (С-3).

Особенности химического состава пород ханинской серии в целом находятся в согласии с данными по изотопии в них Sm и Nd, согласно которым источниками сноса могли быть породы олекминского комплекса [16]. Основным источником при этом, скорее всего, служили тоналит-трондемитовые гнейсы, а Na-K граниты, основные кристаллические сланцы, амфиболиты и другие породы играли не-значительную роль. В областях размыва в абастахское и особенно в ханинское время происходило механическое и химическое выветривание, продукты которого, дифференцируясь, поступали в бассейн осадконакопления. В бассейне временами наблюдалось карбонатообразование. Согласно определению первичного типа пород в соответствии с методом [21] в грабене накапливались: доломит-кварц-граувакко-кварц-песчаниковая (абастахская свита), высокоглиноземисто-граувакк-кварц-граувакковая (ханинская свита) и кварц-граувакк-аркозовая (станнахская свита) толщи. Такое определение согласуется с расчетами индекса химического выветривания (СХВ) метатер-

ригенных пород (см. таблицу). Продуктами более интенсивных (длительных) химических изменений пород источника (более зрелыми) являются кварциты и филлиты, особенно ханинской свиты. Остальные терригенные породы по индексам соответствуют незрелым осадкам — грауваккам и аркозам.

Выводы и первые результаты палеонтологических исследований. Данные по геологии и петрологии палеопротерозойской Нижнеханинской грабен-синклинали, полученные авторами, показали, что:

1. Метаосадки ханинской серии накапливались в морском бассейне возрастом древнее чем 1,95 млрд. лет. В области сноса терригенного материала, близкого по составу породам современного олекминского комплекса, произошло интенсивное физическое и химическое выветривание. Материал в процессе переноса и отложения был дифференцирован в разной степени. В абастахское время в прибрежно-морских условиях терригенное осадконакопление сменялось карбонатонакоплением. Бассейн, постепенно углубляясь, достиг максимума в ханинское время. Дифференциация терригенного материала усилилась. В

станихское время, по-видимому, бассейн обмелел и в него поступал недифференцированный алевро-песчаный материал.

2. Судя по минеральным ассоциациям и термодинамическим параметрам, степень метаморфизма пород ханинской серии соответствовала высокой (биотитовой) ступени зеленосланцевой фации с переходами в эпидот-амфиболитовую. В таких условиях глинистые и другие осадочные минералы не сохранились, рассеянное органическое вещество превращено в субстанцию, промежуточную между шунгитом и графитом.

Таким образом, возраст, условия осадконакопления и степень метаморфизма пород Нижнеханинской грабен-синклиналии в целом позволяют надеяться на обнаружение здесь древнейших следов жизни. В настоящее время в нескольких образцах из ханинской свиты, отобранных на микрофоссилии, определены органические остатки. Все найденные объекты имеют малые размеры (максимально около 15 мкм для изометричных образований), что создает трудности для диагностики некоторых морфологических особенностей из-за ограниченного разрешения имеющегося оптического микроскопа (рис. 4). Из-за значительной измененности пород большинство органических остатков представлены непрозрачными объектами. В них мы не видим как таковой оболочки, тем не менее, ряд из них может быть диагностирован как остатки древних микроорганизмов благодаря форме (сплющенные сферические и эллиптические формы) и радиальным трещинам, что характерно для органических оболочек и не наблюдается у минеральных и современных объектов. Прозрачные объекты в большинстве своем имеют объемную форму. Возможность сохранения объема у ряда таксонов мелких микрофоссилий доказана [18]. Для подтверждения достоверности найденных объемных образований были изготовлены и изученышлифы пород, из которых ранее выделены органостенные объекты. Тонкотерригенные породы значительно перекристаллизованы в результате метаморфизма, объемные микрофоссилии в них обнаружить не удалось.

Из всех найденных микроостатков достоверными являются только темные полупрозрачные и непрозрачные смятые оболочки cf. *Leiosphaeridia crassa* (см. рис. 4, А) с узкими трещинами, выделенные методом кислотного растворения из отложений ханинской свиты. Органические пленки (колониальные коккоидные формы) и непрозрачные нитчатые и сферические объекты, по всей видимости, также являются остатками микроорганизмов, сильно измененными метаморфическими процессами. Достоверность объемных колониальных форм микрофоссилий остается под вопросом, поскольку при изучении шлифов они найдены не были.

Размерные характеристики найденных объектов свидетельствуют об их вероятном прокариотическом происхождении. Объемные колонии с очень мелкими клетками, по-видимому, — остатки бактерий (см. рис. 4, Б, В, Г). Непрозрачный объект колбовидной формы имеет определенное сходство с гантелевидными остатками из Формации Ганфлинт [22], а также с оболочками с одиночным отростком. Однако ее сохранность не позволяет провести более корректные сравнения (см. рис. 4, Д). Остальные формы — cf. *Leiosphaeridia crassa*, непрозрачные сферические и нитчатые остатки по размерам и морфологии наиболее вероятно являются остатками коккоидных и нитчатых цианобактерий.

Полученные данные позволяют надеяться на обнаружение следов жизни в палеопротерозойских бассейнах и неоархейских зеленокаменных поясах Алданского щита, содержащих в разрезах кремнисто-карбонатные и углеродсодержащие толщи, степень метаморфизма которых не превышает зеленосланцевой фации.

Работа выполнена в рамках подпрограммы 5 комплексной программы № 18 Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосфера». Авторы благодарят академика Н.Л.Добрецова и академика А.Э.Конторовича за всестороннюю поддержку данных исследований и критические замечания, высказанные в процессе подготовки статьи. Авторы также выражают признательность А.Б.Котову и В.П.Ковачу за предоставленные неопубликованные данные по изотопии пород. Мы выражаем искреннюю благодарность коллегам, принимавшим участие в полевых работах.

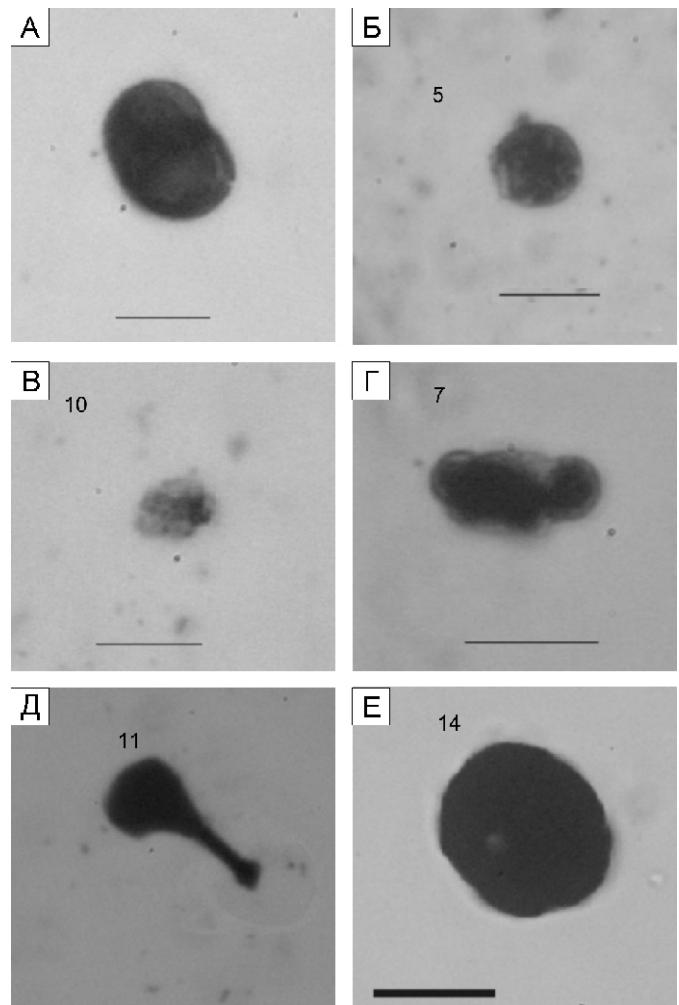


Рис. 4. Органические остатки из филлитов ханинской свиты:

А — темная полупрозрачная оболочка cf. *Leiosphaeridia crassa* размером 10—15 мкм с узкими трещинами, свидетельствующими об их фосилизации; Б — объемная колониальная форма с общей оболочкой, размер колонии 9 мкм; В — колониальная форма без общей оболочки, размер колонии 6—8 мкм и клеток около 2 мкм; Г — колониальная коккоидная форма, состоящая из очень маленьких клеток (менее 0,5 мкм), окруженных общей оболочкой; Д — непрозрачная форма колбовидной формы; Е — непрозрачная круглая оболочка; линейка: тонкая — 10 мкм, толстая — 20 мкм

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.И. Геохимия метабазитов восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита. —Якутск, 1992.
2. Березкин В.И., Богомолова Л.М., Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Метаморфизм докембрия восточной части Олекминской складчатой зоны // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. —Л.: Наука, 1983. С. 34—48.
3. Березкин В.И., Смелов А.П. Новые данные о шунгитоподобном веществе черных сланцев Алданского щита // Наука и образование. 2000. № 3 (19). С. 77—81.
4. Бирюлькин Г.В., Кудрявцев В.А., Салаткин В.Н. Стратиграфия угольского комплекса докембрия западной части Алданского щита / Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. —Владивосток, 1978. С. 57—69.
5. Горохов И.М., Тимофеев В.Ф., Бизунок М.В. и др. Rb-Sr системы в метаосадочных породах Ханинского грабена (Олекминская гранит-зеленокаменная область) // Изотопная геохронология докембрия. —Л.: Наука, 1989. С. 110—126.
6. Добрецов Н.Л. Что мы знаем и чего не знаем об эволюции // Наука из первых рук. 2004. № 1 (0). С. 8—19.
7. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. —М.: Недра, 1979.
8. Кудрявцев В.А. О несогласном залегании нижнего протерозоя на архейском фундаменте в Удоканском хребте // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып XVIII. —Якутск: Кн. изд-во, 1968. С. 108—115.
9. Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. —М.: Недра, 1971.
10. Петров А.Ф. Докембрйские орогенные комплексы запада Алданского щита. —Новосибирск: Наука, 1976.
11. Петров А.Ф. Шунгиты — новое комплексное сырье в Якутии // Бюлл. науч.-техн. информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. —Якутск, 1977. С. 22—24.
12. Ранний докембрый Южной Якутии. —М.: Наука, 1986.
13. Рейтв Л.М., Ляхницкий В.В. Нижнепротерозойские образования Олекмо-Токкинского водораздела // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып XVIII. —Якутск: Кн. изд-во, 1968. С. 93—104.
14. Салаткин В.Н. Структурно-литологическая карта Нижне-Ханинской грабенообразной впадины (Алданский щит) // Новости геологии Якутии. 1973. Вып. 3. С. 38—40.
15. Смелов А.П. Метаморфическая эволюция Олекминской гранит-зеленокаменной области. —Новосибирск: Наука, 1989.
16. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит / Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 81—104.
17. Сочава А.В. Петрохимия верхнего архея и протерозоя запада Витимо-Алданского щита. —Л.: Наука, 1986.
18. Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрая Байкало-Патомской горной области. —М.: Недра, 1992.
19. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений / Под ред. В.С. Соболева. —М.: Недра, 1972.
20. Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. —М.: Наука, 1972.
21. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. —Л.: Недра, 1987.
22. Awramik S.M., Barghoorn E.S. The Gunflint microbiota // Precambrian Res. 1977. Vol. 5. P. 121—142.
23. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. № 299. P. 715.

УДК 552.323.6:550.83 (571.56)

А.И.Зайцев, 2007

Rb-Sr изотопные системы терригенных пород Чималгинского хребта (Верхояно-Колымская складчатая область)

А.И.ЗАЙЦЕВ

Региональные и локальные постседиментационные преобразования пород отражают историю тектонических процессов [2, 5—8]. При этом степень интенсивности конечных преобразований во многих случаях обусловлена процессами термальной активизации региона и тектоническими дислокациями [8]. По существу, процессы погружения осадков и их динамотермальной активизации в ряде случаев могут приводить к возникновению идентичных новообразованных парагенезисов минералов и структур [7], и идентификация результирующего процесса требует комплексного исследования с применением специфичных физико-химических методов. Изотопные радиогенные системы пород и минералов достаточно чувствительны к наложению более поздних геологических процессов и их изучение применительно к осадочным породам позволяет решать вопрос о возрасте доминирующего процесса, обусловившего их преобразование, а в ряде случаев определять усредненный возраст источника осадков.

Интересным объектом для изотопных исследований являются терригенные породы междууречья Индигирки и Чибагалаха в составе Чималгинского блока горной системы хр.Черского. Палеозойские (среднеордовикские) осадочные породы здесь претерпели сложную тектоническую и метаморфическую историю [4] с вероятным разрушением их первичных радиогенных систем. Серицитовые сланцы — предмет изотопных исследований — были сформированы

при динамотермальном метаморфизме глинистых сланцев в условиях зеленосланцевой фации (T 260—420 С, P 200—350 МПа) [4]. По геологическим данным предполагается, что метаморфизм среднеордовикских осадочных пород имел место не позднее оксфорд-раннекемериджского времени. Уточнение возраста этого процесса возможно при использовании изотопных методов.

Для решения этой задачи были проанализированы K-Ar (табл. 1) и Rb-Sr (табл. 2) системы серицитовых сланцев и выделенных из них серицитов. Все изотопные измерения выполнены в ИГАБМ СО РАН (г.Якутск) по методикам, опубликованным в работе [1]. Полученные K-Ar датировки для изученных образцов изменяются в интервале значений 145—200 млн.лет и в среднем составляют для пород 169 19 и серицитов 164 18 млн.лет. Разброс значений K-Ar возраста, вероятно, объясняется тем, что интенсивность метаморфизма и выделенного при этом тепла были недостаточны для полного отжига аргона в более древней дегритовой составляющей пород и минералов. Расчет K-Ar изохронного возраста по 9 образцам (порода серицит) дает усредненное значение их возраста 151 6 млн.лет при наличии избытка радиогенного аргона (1,751 нг/г). Вероятно, молодая датировка серицита (145 млн.лет) из образца 41 могла быть обусловлена влиянием прогрева от более молодых гранитоидных plutонов в этом районе или отражать более позднее по времени закрытие K-Ar системы.

1. Данные K-Ar анализа серицитовых сланцев и серицитов

Образец	Материал	K, %	^{40}Ar , нг/г	Возраст, млн.лет
10	Порода	0,67	8,28	170 6
43а	Порода	1,625	18,48	158 3
	Серицит	3,875	45,02	160 3
41	Порода	1,58	17,345	152 3
	Серицит	4,96	51,89	145 1
23а	Порода	0,57	8,36	200 5
	Серицит	1,64	22,46	188 1
39б	Порода	1,69	20,27	165 1
	Серицит	5,115	60,47	163 3

Примечание. Образцы из коллекции В.С.Оксмана. Для расчета K-Ar возраста использованы константы: $k = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, $4,962 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0,01167\%$.

мы серицита для диффузии аргона. В целом величины K-Ar датировок серицита или совпадают с таковыми породы, из которой они выделены, или несколько моложе их.

Изотопные датировки образцов Rb-Sr методом были оценены по внутренней двухточечной изохроне порода—серицит (табл. 3). Дискордантность рассчитанных значений их возраста (132—225 млн.лет) и первичных изотопных отношений Sr ($I_0 = 0,7124$ — $0,7143$) предполагает в целом неравновесность Rb-Sr систем серицитовых сланцев. Изохронный Rb-Sr возраст всей совокупности образцов ($n = 9$, из расчета исключен серицит обр. 39б) равен 147 7 млн.лет ($I_0 = 0,71286$ 0,00047). Для валового состава сланцев Rb-Sr изохронный возраст ($n = 4$, исключен обр. 43а) равен 155 32 млн.лет ($I_0 = 0,71282$ 0,00063) и для серицитов ($n = 4$, исключен обр. 39б) 147 18 млн.лет

2. Результаты Rb-Sr анализа серицитовых сланцев и серицитов

Образец	Материал	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
10	Порода	6,6802	127,3191	0,0519	0,7131
	Серицит	68,0756	30,6745	2,1938	0,7171
43а	Порода	18,9545	10,4592	1,7914	0,7178
	Серицит	48,7617	3,9932	12,0708	0,738
41	Порода	14,1365	5,24875	2,6625	0,7187
	Серицит	46,6048	8,8147	5,2264	0,7246
23а	Порода	7,5955	15,7317	0,4773	0,7135
	Серицит	23,4961	4,1389	5,6616	0,725
39б	Порода	18,9292	31,8966	0,5866	0,7143
	Серицит	59,0739	16,5505	3,5283	0,7237

($I_0 = 0,71305$ 0,00182). Все изохронные датировки в пределах значений стандартных отклонений совпадают с K-Ar изохронным возрастом 151 6 млн.лет и в совокупности с K-Ar и Rb-Sr датировками отдельных образцов позволяют предполагать, что метаморфизм глинистых сланцев имел место в интервале времени 147—165 млн.лет. Вариации изотопных датировок, вероятно, обусловлены различной степенью метаморфизма пород и недостаточной степенью гомогенизации их изотопных систем в связи с низкими температурами метаморфизма.

Для предварительной оценки природы и вероятного возраста источника материала глинистых сланцев были рассчитаны некоторые модельные параметры Rb-Sr систем пород относительно таковых в примитивной мантии (табл. 4). Полученные величины ($f_{\text{Rb/Sr}}$, $s_r(\)$, $s_r(450)$) в основном имеют положительные значения и указывают, что источник пород был обогащен литофильными элементами и, вероятно, имел коровье происхождение. На диаграмме эволюции первично-го изотопного состава стронция во времени (см. рисунок) фигуративные точки формируют два тренда, точка пересечения линий регрессий которых ($I_0 = 0,717214$ — $0,0000212644 T$ и $I_0 = 0,715206$ — $0,0000169048 T$), определяет параметры их общего источника: возраст — 460 млн.лет и $I_0 = 0,70743$ ($s_r = 49,27$). Это совпадает с возрастом осадконакопления глинистых сланцев, а величина s_r указывает, что источник материала, поступающего в бассейн осадконакопления имел коровий генезис. Рассчитанные для этих трендов значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, соответственно равные 1,493 ($f_{\text{Rb/Sr}} = 17,05$) и 1,187 ($f_{\text{Rb/Sr}} = 13,35$) не противоречат этому предположению. Более низкие вариации величины $s_r(\)$ чем $s_r(450)$, по-видимому, обусловлены частичной гомогенизацией изотопного состава стронция при метаморфизме пород.

Региональный возраст протолита источников сноса пород для глинистых сланцев района может быть предположительно оценен по двустадийной Rb-Sr модели [9], так как рассчитанные одностадийные модельные датировки пород (T_{DM}) варьируют в широком интервале (от 448 млн.лет до значений выше возраста Земли) в связи с воз-

3. K-Ar и Rb-Sr возраста серицитовых сланцев

Образец	Материал	K-Ar воз-раст, млн. лет	Rb-Sr воз-раст, млн. лет	I_0
10	Порода	170 6	132	0,71300
	Серицит			
43а	Порода	158 3	138	0,71428
	Серицит	160 3		
41	Порода	152 3	162	0,71257
	Серицит	145		
23а	Порода	200 5	156	0,71244
	Серицит	188 1		
39б	Порода	165 1	225	0,71243
	Серицит	163 3		

Примечание. I_0 — первичное изотопное отношение стронция.

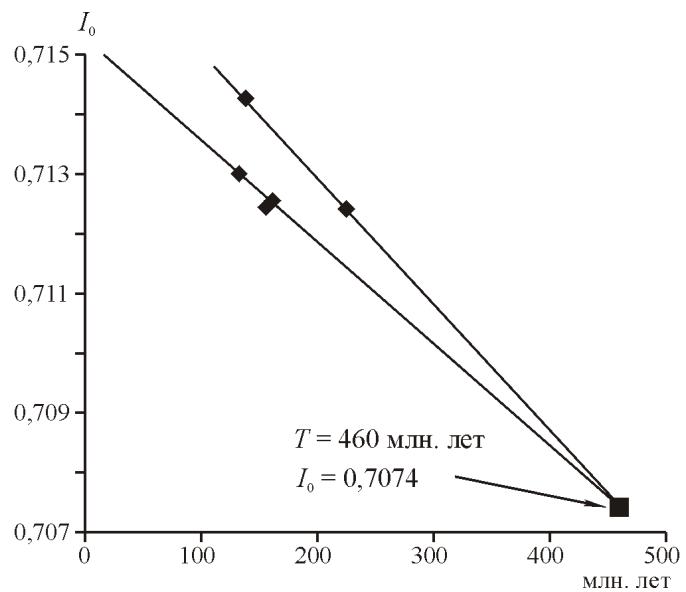
4. Модельные параметры Rb-Sr системы серицитовых сланцев

Образец	$I_0()$	$I_0(450)$	$f_{\text{Rb/Sr}}$	$s_r()$	$s_r(450)$	T_{DM}	$T_{2s-\text{DM}}$
10	0,71300	0,71277	0,372	122,878	124,960	73755	2259
43а	0,71428	0,70632	20,661	141,436	33,336	634	2446
41	0,71257	0,70163	31,195	117,704	33,286	448	2267
23а	0,71244	0,71044	4,471	114,797	91,861	1853	2164
39б	0,71243	0,71054	6,093	115,924	93,282	1584	2270

Примечание. $I_0()$ и $I_0(450)$ — первичные изотопные отношения Sr на время метаморфизма, полученное по Rb-Sr датировкам образцов и время осадконакопления (450 млн. лет); $f_{\text{Rb/Sr}}$ — величина отклонения значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ от таковой в примитивном мантийном резервуаре; $s_r()$ и $s_r(450)$ величины отклонения значений $I_0()$ и $I_0(450)$ от таковых в примитивном мантийном резервуаре на данный период времени; T_{DM} , $T_{2s-\text{DM}}$ — модельные датировки протолитов, рассчитанные по одно- и двустадийной модели, соответственно, по [9]; возраст второй стадии принят равным времени их метаморфизма (150 млн. лет)

действием на их Rb-Sr системы процессов низкотемпературного метаморфизма. Датировки, полученные по двустадийной модели, с возрастом второй стадии, отвечающим времени метаморфизма пород (примерно 150 млн. лет), попадают в узкий интервал значений и в среднем составляет 2281 102 млн. лет. Это предполагает, протерозойский возраст источника материала поступающего в бассейн осадконакопления. Возрастные аналоги такого источника сноса известны в пределах Омolonского массива, где для полиметаморфических образований фундамента Ольянинского и Коаргинского выступов Верхне-Омлонского поднятия и метаморфических пород Авековского блока получены Rb-Sr изохронные датировки 2215 170, 2252 240 и 2034 110 млн. лет [2].

Таким образом, результаты изотопных исследований терригенных пород Чималгинского хребта подтверждают мезозойский возраст метаморфизма глинистых сланцев [4] с модификацией их в серицитовые сланцы в интервале



Эволюция первичных изотопных отношений стронция серицитовых сланцев Чималгинского хребта

времени 147—165 млн. лет. Материал, поступающий в бассейн осадконакопления, имел источник, обогащенный лиофильными элементами с предполагаемым возрастом его протолита 2281 102 млн. лет. Вероятный источник сноса мог быть расположен в пределах Омлонского массива, но для окончательного вывода необходимо провести с применением широкого круга методов дополнительные геохимические и изотопные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. —Якутск, 1992.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.В., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов северо-востока России. —Магадан, 2001.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Изотопные датировки терригенных пород Верхоянской антиклинальной зоны — индикаторы тектонотермальной активизации региона // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Т. 1. —Якутск, 1999. С. 116—119.

4. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (северо-восток Азии). —М.: ГЕОС, 2000.
5. Япакурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1980. Т. 280. № 3. С. 714—717.
6. Япакурт О.В., Косоруков В.Л. Влияние разломов на раннеметаморфические изменения глинистых пород Западного Верхоянья // Глинистые минералы в литогенезе. —М.: Наука, 1986. С. 80—89.
7. Япакурт О.В. К проблеме катагенеза, метагенеза и метаморфизма в бассейнах породообразования миогеосинклиналей // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 4. С. 58—70.
8. Япакурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. —М.: Недра, 1992.
9. Moller A., Mezger K., Schenk V. Crustal age domains and the Continental Crust in the Mozambique Belts of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic Evidence // J. Petrology. 1998. Vol. 39. № 4. P. 749—783.

УДК 548.535

А.Е.Молотков, 2007

Шум мерцания в ростовой зональности кристаллов природного алмаза

А.Е.МОЛОТКОВ

Кристаллообразование в природе, как правило, протекает в открытой неоднородной минералообразующей среде, сложной и изменчивой по составу. Такие свойства питающей среды сказываются на процессах роста, в результате чего кристаллы природного происхождения часто имеют зональное строение. Зональность кристаллов хорошо видна на срезах в виде неравномерно окрашенных слоев, повторяющихся в направлении роста грани кристалла. Степень окраски слоев обусловлена неравномерным присутствием примесей и дефектов в массиве кристалла [1].

Различают два основных типа зональности — микро- и макрозональность. Неоднородное распределение атомов замещающей или межузельной примеси и микродефектов кристаллической структуры приводит к появлению макрозональности. Слоистое окрашивание значительных областей кристалла вследствие распределения молекулярной примеси и твердых включений определяется как макрозональность [2].

Как правило, говоря о генезисе зональности [1], ее рассматривают как вызванную внешними причинами, т.е. резкими колебаниями условий кристаллизации, и выраженную грубой зональностью, или как связанную с ритмичностью процессов роста самого индивида, что проявляется в тонкой зональности. Присутствие того и другого вида зональности в одном кристалле является обычным, и необходимо разделять их при описании истории развития конкрет-

ного индивида. Измерение характеристик обоих типов зональности с помощью современного оборудования теоретически не составляет проблемы. Однако на практике однозначно связать те или иные границы зон со сменой общих условий минералообразования или особенностями ростовых процессов в пограничном слое растущего кристалла — непростая задача, требующая, по-видимому, использования не только современного оборудования, но и новых подходов.

Цель проводимого изучения картин ростовой зональности кристаллов природного алмаза — поиск возможных закономерностей и их описание.

Методы. Как правило, в кристалле представлен весьма хаотичный набор зон разной ширины и цветовой или световой интенсивности (рис. 1). В тоже время, зональность как нечто делящее целый индивид на отдельные части приводит к мысли о поиске и применении к описанию такого «разделенного» объекта методов, которые уже применялись [7, 8] к другим «разделенным», но имеющим общность, объектам. Определенные подходы к описанию подобных сложных и составных систем дают методы фрактальной геометрии и нелинейной динамики. Известны работы, авторы которых, применяя подобные методы, подошли к анализу зональности циркона [11], граната, везувиана, плагиоклаза [10], кварца [2, 3].

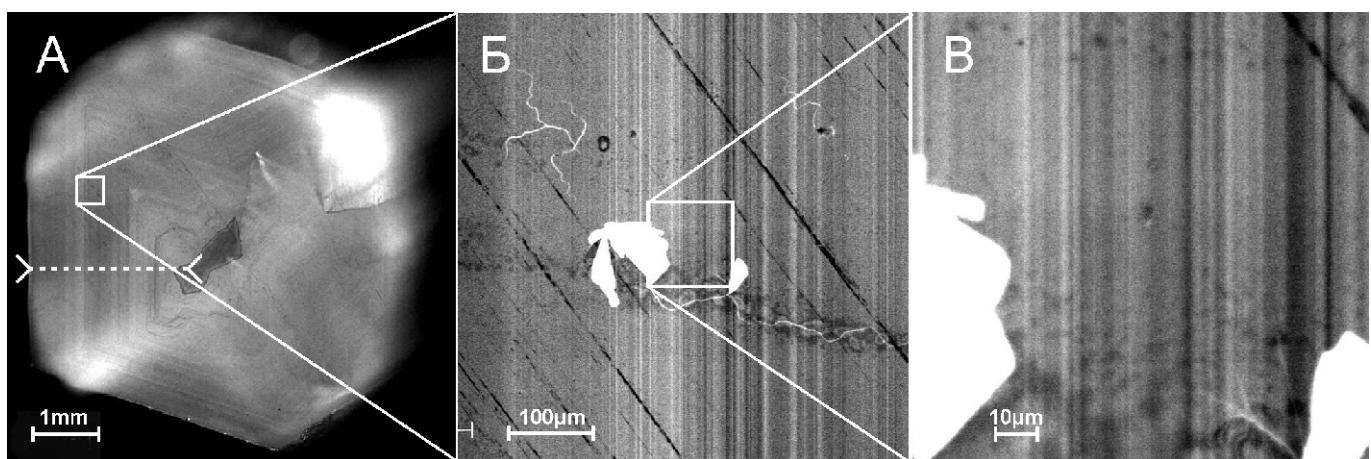


Рис. 1. Катодолюминесцентная топограмма плоскопараллельной пластинки алмаза, образец 1578:

пунктир — профиль съемки зональности; светлый объект — пылинка, использованная для точной фокусировки микроскопа

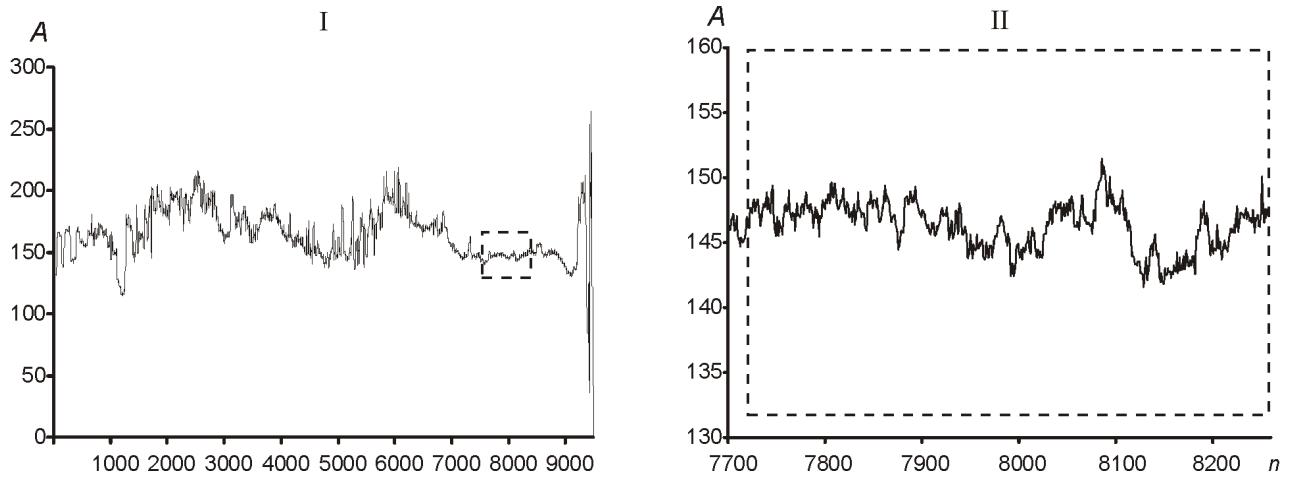


Рис. 2. График изменения цветовой интенсивности (в относительных единицах), образец 1578 (I), увеличенный фрагмент (II):

A — относительное значение яркости зон, для профиля катодолюминесцентной топограммы (см. рис. 1, А), *n* — хронологически последовательный номер зоны на профиле от центра к краю; пунктир — область, увеличенная на рис. 2, II

Для изучения зональности природных алмазов было отобрано 47 плоскопараллельных пластинок из коллекции ИГАБМ СО РАН. Подавляющее большинство пластинок выпилено из октаэдрических монокристаллов, параллельно кристаллографической плоскости (110). Катодолюминесцентные топограммы, позволяющие наиболее полно наблюдать картину зональности в кристаллах природного алмаза, были получены на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP, оснащенном катодолюминесцентной приставкой (аналитик С.П.Летов), в Институте геологии и минералогии СО РАН (г.Новосибирск). Маркером зональности для алмаза при таких наблюдениях является микропримесь азота. Катодолюминесцентная топограмма плоскопараллельной пластиинки алмаза (образец 1578), на которой хорошо видна неизменность характера ростовой зональности при увеличении, показана на рис. 1.

Обычно динамика сложных составных систем, эволюционирующих во времени, наблюдается [6] как временной ряд некоторой величины, значения которой — базовые данные для анализа и идентификации динамического поведения системы с помощью упомянутых методов. При исследовании свойств ростовой зональности исследователи [2, 3, 9, 10] за базовый ряд данных приняли величины цветовой или световой интенсивности окрашивания зон, изменяющиеся от центра кристалла к периферии. Подобный ряд в нашем случае представлен на рис. 2, I. При изменении масштаба графика картина практически не меняется.

Изучая картины катодолюминесцентных топограмм алмазов, авторы в качестве базовых данных сочли возможным использовать не цветовую или световую интенсивность зон, маркованную примесями и дефектами (см. рис. 1), а ширину этих зон. Для этого линия графика (см. рис. 2, I) зональности делилась на элементарные отрезки, ограниченные ближайшими точками ее перегиба. Далее величины цветовой интенсивности *A* зон (см. рис. 2, I) заменялись величинами проекции соответствующих отрезков на ось абсцисс (в данном случае ось временной последовательности образования зон *n*). Итог этой процедуры — хронологически последовательный набор величин ширины — *W* зон «ламинарного» роста, в которых тенденция

усиления или уменьшения окрашивания маркером не меняется на обратную (рис. 3). Этот прием обусловлен тем, что авторы предполагают неизменность, ламинарность ростовой динамики в пределах зоны с неизменной тенденцией окрашивания, тогда как перемена в тенденции окрашивания представляется сигналом о достаточно интенсивном изменении в процессе адсорбции—десорбции строительного вещества на растущей грани или изменениями во внешней обстановке.

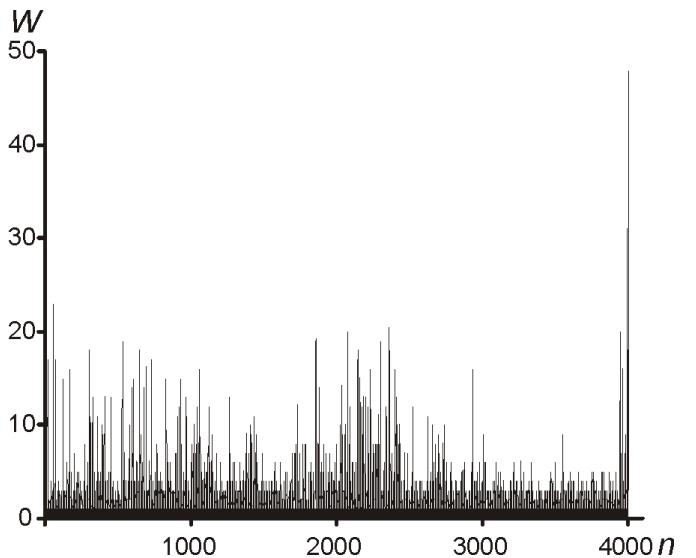


Рис. 3. Графическое представление хронологической последовательности зон шириной *W*

Результаты вычислений. Для полученного таким образом ряда данных (см. рис. 3) была построена зависимость частоты $f(W)$ появления зоны от ее ширины *W*. Как видно на рис. 4, полученная зависимость характеризуется степенной асимптотикой, при которой частота появления зон обратно пропорциональна ширине этих зон:

$$f(W) \sim 1/W^\beta,$$

где β — степенной показатель.

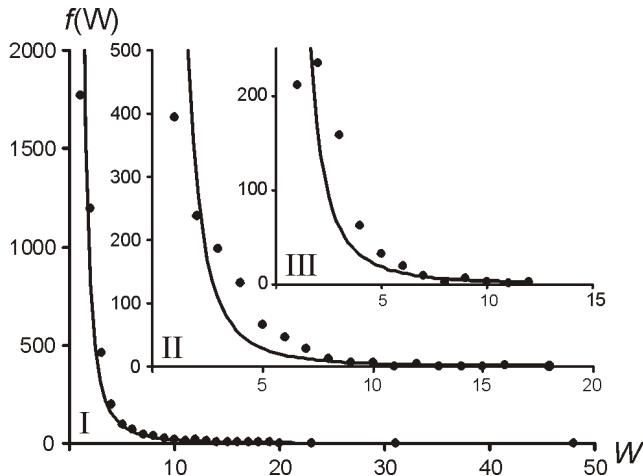


Рис. 4. Зависимость частоты появления зоны $f(W)$ от ее ширины W :

съемка профиля с разрешением: I — 0,25 мкм на точку (см. рис. 1); аппроксимирующая функция $f(W) = 3961,2/W^{2,34}$; коэффициент достоверности аппроксимации $R^2 = 0,97$; II — 0,75 мкм на точку (исходные данные, см. рис. 1, слажены в 3 раза); аппроксимирующая функция $f(W) = 1728,5/W^{2,54}$; коэффициент достоверности аппроксимации $R^2 = 0,87$; III — 1,25 мкм на точку (исходные данные, см. рис. 1, слажены в 5 раз); аппроксимирующая функция $f(W) = 793/W^{2,34}$; коэффициент достоверности аппроксимации $R^2 = 0,85$.

Сглаживание начального ряда данных в три и пять раз выявило определенную стабильность показателя степенной асимптоты, что указывает на присутствие масштабной независимости в динамике процесса образования картины зонального роста.

Шум мерцания. В природе, как оказалось, существует множество сложных динамических систем, генерирующих сигналы, частота появления которых обратно пропорциональна их амплитуде. Последовательность сигналов с такой характеристикой называется шумом мерцания или заимствованным из английского языка термином «фликкер-шум» [5, 11]. Фликкер-шум обнаружен [4, 11] при изучении распределения энергии землетрясений, свечения квазаров, интенсивности солнечных пятен, сложных химических реакций и т.д. Общие свойства колебаний в этих системах — отсутствие характерного временного и пространственно-временного масштаба, выполнимость принципа масштабной независимости (см. рисунки 1, 2, 4), возможность возникновения огромных, катастрофических флуктуаций. Наличие этих свойств свидетельствует о том, что система близка к критической точке или точке бифуркации.

Для объяснения поведения сложных нелинейных динамических систем, характеризующихся детерминированным хаосом и выдающих фликкер-шумовые сигналы, американскими исследователями [11] была предложена концепция самоорганизованной критичности. Основные положения этой концепции продемонстрированы при экспериментальном изучении кучи песка. На чашку весов постоянно падают песчинки, образуя кучу песка. После достижения некоторого размера добавление каждой последующей песчинки будет вызывать падение с края чашечки весов одной или нескольких песчинок, т.е. сход лавины из

песчинок, фиксируемой весами. Статистические свойства сходящих лавин, связанные с их размерами и промежутками времени между сходами, подверглись анализу. В результате исследователи установили, что система стремится к некоторому критическому, но стабильному значению угла поверхности кучи. Это позволяет говорить о самоорганизованной критичности, т.е. критичности, возникающей в ходе самоорганизующегося процесса. Изучая какую-либо область рельефа кучи, можно легко выявить механизмы, вызывающие падение песка, и даже предсказать, возникнут ли лавины в ближайшем будущем. Однако при таком локальном наблюдении большие лавины останутся непредсказуемыми, потому что они являются следствием эволюции кучи в целом. Несмотря на то, что песок добавляется к куче с постоянной скоростью, количество песка, ссыпающегося с кучи, значительно меняется со временем. График этой величины в зависимости от времени представляет собой хаотический сигнал со следами большого диапазона амплитуды и длительности. В то же время распределение величины лавин в режиме самоорганизованной критичности кучи характеризуется степенной асимптотикой:

$$f(N) \sim 1/N^{\alpha},$$

где $f(N)$ — частота лавин величины — N (в нашем случае аналогом N является ширина зоны W), α — степенной показатель, т.е. частота лавин обратно пропорциональна их величине.

Эта модель составной нелинейной динамической системы с фликкер-шумовыми колебаниями величины лавин показала, что общая динамика подобных систем связана с прошлыми событиями, т.е. независимо от локальной динамики лавины будут неумолимо возникать с относительной частотой, которую нельзя изменить.

Рассматривая песочную кучу как парадигму для сложных составных систем, к основным свойствам динамики таких систем необходимо отнести следующие: 1) начальная динамика системы естественным образом эволюционирует к критическому состоянию (рост кристалла начинается с микро- или макрозатравки как суперкритического состояния, которое довольно быстро переходит в режим послойного роста); 2) подобные системы никогда не достигают равновесия, вместо этого эволюционируют от одного метастабильного состояния к другому (существование «вилки» адсорбция—десорбция свидетельствует о такой динамике, а микрозональность наглядно показывает невозможность полностью равновесного ростового процесса в природных условиях); 3) неустойчивость во многих конкретных точках системы (рельефа кучи) не влияет на устойчивость ее критического состояния в целом (небольшой недостаток или избыток строительного вещества в конкретном месте грани и в локальный период не влияет на картину роста в целом); 4) несмотря на большее число незначительных событий, чем катастрофических, малые события потенциально способны вызывать цепную реакцию системы (образованиеnano-, микро- и макродислокационных картин внутри кристалла и на поверхности иллюстрирует это свойство).

Перечислив характерные особенности фликкер-шумовых систем, авторы не претендуют на жесткость проведенных аналогий, т.к. подробная интерпретация и глубокий анализ выходят за рамки данного сообщения, носящего скорее характер сигнала.

В заключение следует отметить, что выявленная степенная асимптотика зависимости частоты появления ростовых зон от их ширины имеет вид, подобный статистике шума мешания. Обнаружено присутствие масштабной независимости в динамике процесса образования зональной ростовой картины. Эти результаты свидетельствуют о взаимной корреляции процессов кристаллообразования по времени в системе растущий кристалл—материнская среда. Таким образом, получены определенные доказательства того, что при формировании картины ростовой зональности природного алмаза реализуется динамический режим самоорганизованной критичности.

К сожалению, на основе выявленной закономерности пока не удалось разработать методику определения внутреннего или внешнего генезиса ростовой зональности. Результаты, представленные на графиках, получены для плоскокардинальной пластинки 1578 природного алмаза из трубы «Мир». Подобные зависимости характерны и для других образцов из отобранный группы. Их сравнительному анализу планируется посвятить будущие сообщения.

Хотелось бы упомянуть о появлении нового источника данных для проведения подобного рода изысканий — это атомно-сильная микроскопия. Представляется интересным вопрос о соотносимости присутствующих в зональных картинах закономерностей с возможно нелинейными картинами наноблочных структур кристаллов, наблюдавшихся в последнее время [6, 12]. Топограммы катодолюминесценции, использованные для расчета представленных результатов, были сняты с разрешением 0,25 мк. Хотелось бы выяснить, что может показать новый уровень аппаратных возможностей.

Автор выражает благодарность уважаемым коллегам из ИГМ СО РАН (г. Новосибирск): В.С.Шацкому, Д.А.Зедеге-

низову, А.Л.Рагозину, С.П.Летову за любезно предоставленную возможность проведения съемки катодолюминесцентных топограмм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. — М.: Наука, 1975.
2. Ракин В.И., Кузнецов С.К., Матвеев Д.В. Зональность кристаллов и хаос // Сыктывкарский минералогический сборник. № 26. — Сыктывкар, 1997. С. 45—50.
3. Ракин В.И., Кузнецов С.К., Коданев И.В. Ростовая зональность кристаллов кварца Приполярного Урала // Сыктывкарский минералогический сборник. № 28. — Сыктывкар, 1999. С. 55—67.
4. Тимашев С.Ф. Появление макрофлуктуаций в динамике нелинейных систем // Журнал физической химии. 1995. Т. 69. № 8. С. 1349—1354.
5. Физический энциклопедический словарь / Под ред. А.М.Прохорова. — М.: Сов. энциклопедия, 1983. С. 818—819.
6. Лавыгина Н.Е., Куряви В.Г. Внутреннее строение мегакристаллов по данным атомно-силовой микроскопии // Теория, история, философия и практика минералогии: Мат-лы IV Междунар. минералог. семинара. — Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 328.
7. Мун Ф. Хаотические колебания. — М., 1991.
8. Федер Е. Фракталы. — М.: Мир, 1991.
9. Halden N.M. and Hawthorne F.C. The fractal geometry of oscillatory zoning in crystals: Application to zircon // American Mineralogist. 1993. Vol. 78. P. 1113—1116.
10. Holten T., Jamtveit B., Meakin P. et al. Statistical characteristics and origin of oscillatory zoning in crystals // American Mineralogist. 1997. Vol. 82. P. 596—606.
11. Per Bak, Chao Tang and Kurt Wiesenfeld. Self-Organized Criticality // Phisical Review A. 1988. Vol. 38. № 1. P. 364—372.
12. Vysotskiy S.V., Karabtsov A.A., Kuryayyi V.G. The problems of ultradisperse state of natural crystals and fractal pattern of their nanostructure // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins. — Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 395—397.

УДК 549.211(571.56)

Постгенетические минералы и микростекла кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолох и их генезис

О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, А.Д.ПАВЛУШИН, А.В.ПОПОВ

До настоящего времени нет единой точки зрения на природу коренного источника кристаллов алмаза V и VII разновидностей по минералогической классификации Ю.Л.Орлова [9] из россыпей Эбеляхского алмазоносного района. В отличие от присутствующих там же кристаллов I и II разновидностей они не встречены в кимберлитовых породах Сибирской платформы [2]. При изучении минеральных фаз на поверхности кристаллов алмаза из палеороссыпного месторождения Ичетью (Средний Тиман) и флюидизитно-эксплозивных брекчий Среднего Урала [3, 4, 10] выявлен широкий спектр минералов, свидетельствующих об элементах эндогенной истории таких алмазов. Исследования поверхности кривограных кристаллов I и II разновидностей из россыпного месторождения р.Эбелях показали присутствие постгенетических силикатных пленок и примазок, а также хлоридов натрия и калия. Однотипность установленных пленок и особенности химического состава этих образований позволили предположить, что подобные кристаллы имеют один общий коренной источник некимберлитовой природы [8].

В качестве объекта данного исследования выбран округлый додекаэдрический кристалл V разновидности массой 3,08 карат из россыпного месторождения Холомолох Эбеляхского алмазоносного района (коллекция ИГАБМ СО РАН, образец 7034). Изучение проводилось с целью обнаружения и диагностики минеральных фаз как на поверхности, так и внутри кристалла для установления по ним элементов эндогенной постгенетической истории кристалла.

На первом этапе изучалась поверхность кристалла и расположенные на ней минеральные фазы. Блочное строение алмаза не позволяло его распилить, поэтому он был расколот с соблюдением мер предосторожности от технологенного загрязнения. Плоскость скола прошла как по спайности, так и по постгенетическим трещинам, ростовым полостям и внутренним пустотам растворения. Новообразованная поверхность также была тщательно изучена.

Кристалл был напылен углеродом и исследован на электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV при ускоряющем напряжении 20 кВ. Формы и взаимоотношение диагности-

О.Б.Олейников, А.Д.Павлушкин, А.В.Попов, 2007

рованных фаз были изучены в режимах вторичных и обратнорассеянных электронов, а химический состав определен на энергодисперсионной приставке INCA Energy 350 фирмы «Oxford Instruments».

1. Видовой состав минералов и микростекол кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолох

Самородные металлы	Карбонаты, хлориды, сульфаты, фториды	Оксиды	Силикаты	Микростекла
<i>Поверхность кристалла</i>				
Al; Fe; Cr; (Fe,Cr); (Fe,Cr,Ni)	Кальцит, галлит, сильвин, барит, сульфат Ca, фосфат Fe	Рутил, кварц	Полевые шпаты, циркон, оливин	$\text{SiO}_2 \text{ MgO FeO}$; $\text{SiO}_2 \text{ MgO FeO CaO}$; $\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ K}_2\text{O FeO MgO CaO Na}_2\text{O}$; $\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ MgO FeO CaO}$
<i>Полости внутри кристалла, вскрытые при расколе</i>				
	Кальцит, флюорит, сульфат Ca, галлит (?)	Рутил, Zr-рутил, кварц, ильменит, титаномагнетит	Hf-циркон	

Сумма содержаний компонентов в изучаемых фазах приводилась к 100%. Полученные составы минералов имеют хорошую сходимость с теоретическими.

Додекаэдрический кристалл сильно уплощен по {111}. Он прозрачный, имеет желтовато-коричневую окраску и бледный сиреневый цвет фотолюминесценции. На поверхности кристалла и его искусственном сколе выделяются четыре типа микрорельефа:

1. Рельеф роста обнажается на полученной поверхности раскола и обусловлен ускоренным ростом кристалла, ведущим к его разделению на субиндивиды с образованием микроблочного строения. Вдоль границ блоков пролегают ростовые полости как линзовидной формы размером 10—20 мкм, так и более мелкие причудливых очертаний, образующие на сколе многочисленные сгруппированные пещеристые углубления с неровными стенками.

2. Рельеф растворения наблюдается на внешней поверхности кристалла. На гранях додекаэдра присутствует черепитчатый рельеф с множеством ступенеобразных поверхностей округлой формы и занозистый тип рельефа. На реликтовых гранях октаэдра наблюдаются ямки травления в виде обратноориентированных тригонов. Кроме того, на поверхности кристалла имеются сглаженные травлением борозды пластической деформации и трещины, ориентированные вдоль плоскостей спайности по {111}. Растворение особенно интенсивно происходило вдоль границ между блоками субиндивидов кристалла с образованием извилистых каналов с симметричными уступами, отвечающими форме октаэдра.

3. Постгенетические механические трещины и микротрещины развиты на поверхности и в теле кристалла. На изломе новообразованного раскола вдоль постгенетических трещин они образуют геометрически правильные гладкие плоскости и ступенчатые микроуступы, отвечающие форме и симметрии спайности алмаза по октаэду.

4. Поверхность стенки искусственной трещины и новообразованные микротрещины на ней по морфологии рельефа в целом соответствуют постгенетическим аналогам.

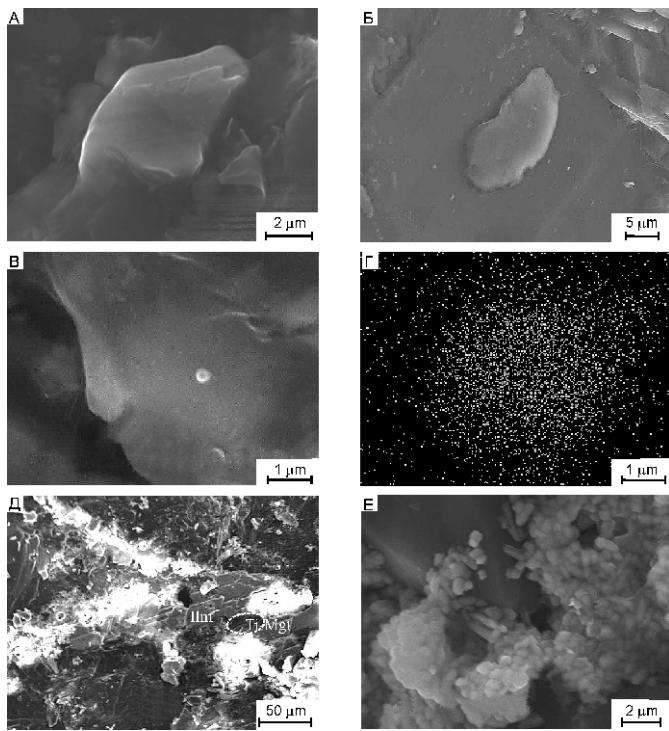
В результате проведенного исследования установлено, что на поверхности кристалла, в т.ч. и в отрицательных фор-

мах рельефа растворения, присутствуют как выделения микростекол, так и редкие дискретные зерна минералов, не имеющих каких-либо парагенетических взаимоотношений между собой (табл. 1). Размер этих образований в большинстве

случаев не превышает 10 мкм и только в единичных случаях достигает 15—50 мкм. В полостях, вскрытых при раскалывании кристалла, присутствуют только минералы (см. табл. 1), которые образуют парагенетические ассоциации: ильменит титаномагнетит кальцит флюорит; Zr-рутил Hf-циркон; кварц рутил; сульфат Ca рутил. Величина агрегатов, образованных этими минеральными ассоциациями, достигает первых сотен микрон. В единичных случаях в виде дискретных зерен встречаен кальцит. Минералы занимают около 10% площади скола.

Минералы и микростекла, находящиеся на поверхности кристалла алмаза. Зерна полевых шпатов установлены как на поверхности алмаза, так и в кавернах по краю скола. Как правило, это обломки неправильной или таблитчатой формы, имеющие гладкую поверхность. Редко у таблитчатых зерен видны следы спайности (см. рисунок, А). Для них характерно плотное срастание с алмазом, часто в нескольких точках соприкосновения. В двух случаях полевые шпаты встречены в виде выпуклых наростов на стенах каверн. Максимальный размер всех установленных индивидов не превышает 10 мкм. Среди полевых шпатов встречены калиевые, калий-натриевые разности и минералы из подсемейства плагиоклазов (табл. 2). Необычный состав зерна, характеризующийся большими значениями K_2O и Na_2O , возможно, объясняется его криптоперитовым строением (см. табл. 2, анализ 3). Из примесей в них наиболее часто присутствует FeO .

Силикатные фазы, не диагностированные как минералы, встречены как на поверхности, так и в кавернах по краю скола. Обычно на ровных участках такие образования имеют тонкопластинчатую (см. рисунок, Б) или пленочную форму (см. рисунок, В). В последнем случае их границы уточняются в характеристических рентгеновских лучах (см. рисунок, Г). Для единичных фаз характерен почковидный облик. У силикатных фаз, расположенных в кавернах по краю скола, разнообразные, часто причудливые формы. В отличие от зерен полевых шпатов они образуют наросты на стенах каверн, т.е. прикреплены к алмазу большей частью своей поверхности. Все подобные силикатные образования имеют гладкую поверхность, сгла-



Минералы и силикатные микростекла кристалла алмаза из россыпного месторождения Холомох:

А — таблитчатое зерно альбита со следами спайности (BSE); Б — тонкопластинчатое выделение микростекла (BSE); В — выделение микростекла пленочной формы (см. табл. 2, анализ 1) (BSE); Г — выделение микростекла пленочной формы (изображение на рис. В, в характеристическом рентгеновском излучении Si); Д — пластинчатые скелетные сростки ильменита Ilm (см. табл. 5, анализ 7) и выделения титаномагнетита (Ti-Mgt) (см. табл. 5, анализ 8) в полости вдоль трещины в алмазе BSE; Е — микродрузы кристаллов цирконийсодержащего рутила (см. табл. 4, анализ 4) BSE; BSE — изображение в обратнорассеянных электронах

щелочей. Особенности морфологии и химического состава позволяют предположить, что это такие же природные микростекла, как и установленные на кристаллах алмаза I и II минералогической разновидности из россыпного месторождения Эбелях [8].

Самородные железо, хром и природные соединения систем Fe—Cr и Fe—Cr—Ni встречены только на поверхности кристалла, которая в этом случае может быть гладкой, кавернозной или микроскововой. Форма выделений чаще плоская (пленочная), иногда немного выпуклая. Поверхность гладкая, реже неровная, в т.ч. с угловатыми микронаростами. Очертания выделений неправильные. Часто на одном участке площадью не более чем 40 × 40 мкм могут присутствовать различные металлические фазы. В целом их размер менее 5 мкм. И только в одном случае субизометричное зерно самородного железа достигает 50 мкм. В самородном хроме примесей не установлено. В самородном железе постоянно присутствует Mn, реже Cr, Si и Ti (0,3%). Природные соединения системы Fe—Cr имеют выдержаный состав (табл. 4, анализы 4, 5), идентичный установленному природному интерметаллическому соединению хромфериту.

женные или угловато-плавные очертания, а их размер обычно не превышает 5 мкм и лишь иногда достигает 20 мкм. Полученный химический состав не позволил идентифицировать данные силикатные фазы в качестве минеральных видов (табл. 3). Представительные анализы, приведенные в таблице, позволяют оценить широту диапазона содержаний отдельных компонентов. При рассмотрении всей выборки можно констатировать, что только несколько микростекол имеют близкий состав, соответствующий анализу 1, а остальные по количеству того или иного петрогоенного компонента отличаются друг от друга. Необходимо отметить постоянное присутствие в данных образованиях MgO и наличие фаз, имеющих высокие содержания

2. Химический состав полевых шпатов кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомох (в %)

Оксиды	Анализы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	65,8	66,7	59,8	65,2	65,5	65,9	66,4	60,4	66,7
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—
Al ₂ O ₃	16,6	17,7	24,7	18,2	17,5	17,4	17,9	21,4	17,7
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	0,2	0,5	0,3	—	1,62	0,5	0,4	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	0,9	—	—	—
CaO	—	—	7,1	1,0	—	1,73	0,4	4,4	—
Na ₂ O	3,5	—	7,6	14,3	—	—	7,6	10,0	15,6
K ₂ O	14,1	15,4	0,3	1,0	17,0	12,5	7,2	2,5	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,6	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

3. Химический состав микростекол алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолох (в %)

Оксиды	Анализы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	66,2	56,2	49,8	47,2	60,5	45,9	53,0	69,7	71,9	48,0	51,8	70,7
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	0,6	0,6
Al ₂ O ₃	0,9	31,2	24,2	16,0	3,2	6,0	28,3	—	2,1	10,5	21,6	15,2
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	1,2	1,4	9,1	15,8	1,2	27,4	2,3	1,0	—	15,0	4,4	3,0
MnO	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—	0,2	—	—
MgO	31,7	1,4	4,3	14,8	24,8	7,5	4,2	28,7	4,7	12,4	4,3	2,5
CaO	—	1,2	2,2	0,6	3,3	12,6	—	0,2	4,8	10,1	7,5	3,1
Na ₂ O	—	—	3,7	—	4,1	—	—	—	15,8	2,2	3,0	—
K ₂ O	—	8,6	6,7	5,6	2,7	—	12,2	—	0,7	1,0	6,8	4,9
NiO	—	—	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

ду [6]. По-видимому, к этому же классу соединений относятся самые многочисленные фазы системы Fe—Cr—Ni, для которых также характерны устойчивые содержания основных элементов (см. табл. 4, анализы 6—8).

На поверхности алмаза и на краю его скола встречено по одному зерну самородного алюминия. В первом случае оно расположено на грубом неровном микроизломе поверхности кристалла и имеет уплощенно-выпуклую форму

конусного вида, гладкую поверхность и размер 1–6 мкм. Во втором — зерно плоское (?) изометричное (10 мкм), с гладкой поверхностью. Микроскопическое изучение взаимоотношений алмаза и металла и исследование распределения алюминия в рентгеновских лучах как по площади, так и по линейному профилю показывает, что часть зерна самородного алюминия находится внутри алмаза, и оно могло вскрыться при раскалывании кристалла. В об-

4. Химический состав самородных металлов и их соединений кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолох (в %)

Элементы	Самородные				Природные соединения, системы				Самородный Al	
	Fe		Cr	Fe—Cr		Fe—Cr—Ni				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Si	—	0,2	—	1,2	—	—	—	0,5	0,7	0,8
Ti	—	—	—	0,2	—	—	0,3	—	—	—
Al	—	0,2	—	—	—	—	—	—	94,7	94,4
Cr	0,8	—	100,0	12,2	12,1	15,9	16,3	16,2	—	—
Fe	98,7	99,1	—	86,0	87,9	70,3	70,4	69,9	—	—
Mn	0,5	0,5	—	0,4	—	1,6	1,2	1,7	0,4	0,5
Mg	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	1,3
Ni	—	—	—	—	—	12,2	11,8	11,7	—	—
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	3,0
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Анализы: 1—9 — самородные металлы поверхности кристалла; 10 — самородный металл поверхности краевой части скола.

оих случаях в виде примеси в металле установлены Si, Mn, Mg и Cu (см. табл. 4, анализы 9, 10), которые, возможно, связаны с интерметаллическими соединениями типа SiMg_2 , CuAl_2 и $(\text{Cu}, \text{Mn})\text{Al}_6$ [7].

Хлориды часто встречаются в виде отдельных выделений на поверхности кристалла и краю скола. Обычно они представлены галитом и значительно реже сильвином. Минералы образуют выпукло-уплощенные выделения с гладкой поверхностью или округлые агрегаты отдельно расположенных скелетных кристаллов типа снежинок. В одном случае галит слагает полуя трубочку, находящуюся в углублении неясной природы на поверхности кристалла. Образование, похожее по форме и местоположению, установлено в каверне на краю скола. Размер отдельных зерен хлоридов, как правило, не превышает 10 мкм.

На поверхности алмаза и краевой части скола присутствуют редкие дискретные зерна кальцита и кварца размером не более 5 мкм. Барит встречен на поверхности алмаза в единичном случае. Размер зерна 1,5–2,5 мкм. Из примесей в нем установлены PbO (5,6%) и ZnO (3,8%).

Фосфат железа слагает почковидный агрегат размером 1,5–3 мкм, находящийся на стенке полости, расположенной в краевой части скола. Помимо FeO и P_2O_5 в примесных количествах в нем присутствуют ZnO , SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . Установить минеральный вид фосфата железа с учетом используемой методики исследования не представляется возможным.

Рутил редок на поверхности кристалла. В одном случае он встречен в виде гладкой уплощенной призмы размером 0,5–3,5 мкм, в другом — образует зерно треугольной выпуклой формы с гладкой поверхностью размером 5 мкм по длинной оси, расположенное в уступчатой трещине кристалла. Из примесей в минерале установлены в одном случае только FeO , в другом — FeO и CaO (табл. 5, анализы 1, 2).

На поверхности кристалла встречено зерно циркона, застрявшее в линейной ямке травления. Внешняя поверхность минерала бугорчатая, контур овальный, размер 20–40 мкм. Примеси не установлены (см. табл. 5, анализ 11).

В микроскопе на поверхности алмаза встречен обломок зерна оливина размером 3–4,5 мкм с гладкой ровной поверхностью, имеющий плотное срастание со стенкой излома. В минерале зафиксированы только основные компоненты SiO_2 (42,2%), MgO (46,1%) и FeO (11,8%). Присутствие Ni и Mn не установлено.

Минералы, находящиеся в полостях внутри кристалла алмаза. Агрегаты кальцита, ильменита, флюорита и титаномагнетита находятся в полостях, расположенных по плоскостям трещин в алмазе. Ширина раскрытия трещин не превышает 3 мкм. Максимальный размер вскрытых полиминеральных образований по длиной оси может достигать нескольких сотен микрон. Наиболее крупные выделения (до 100 мкм) наблюдаются для кальцита и ильменита. В этом случае для минералов характерен угнетенный рост кристаллов в виде пластинчатых скелетных сростков вдоль полости (см. рисунок, Д). Титаномагнетит приурочен к неровным краям кристаллов ильменита и не имеет отчетливо выраженных индивидов (см. рисунок, Д). Его присутствие установлено в рентгеновских характеристических лучах Fe и Ti. Размер обособлений может достигать 25 мкм, но обычно не превышает 5 мкм. На их фоне зерна ильменита выглядят существенно выше по рельефу. Все это позволяет предположить, что в данном случае титаномагнетит замещает ильменит. Кроме того, титаномагнетит встречен на краю агрегата в виде объемного скопления (20–25 мкм), как правило, удлиненных зерен (до 3 мкм) с гладкой поверхностью. Выделения флюорита расположены или на кристаллах ильменита, или в их межзерновом пространстве на алмазе. Контуры фаз можно определить только в характеристических рентгеновских лучах Ca и F. Размер участков, занимаемых флюоритом, не превышает 10 мкм. Из примесей в ильмените и титаномагнетите обнаружены SiO_2 , Al_2O_3 и MnO (см. табл. 5, анализ 8). Присутствие в ильмените, титаномагнетите, кальците и флюорите близких содержаний кремнезема, вероятно, обусловлено наличием на поверхности минералов тонких кварцевых пленок. Во фториде, кроме того, установлены незначительные концентрации Cl 0,5%.

5. Химический состав минералов оксидов кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолох (в %)

Оксиды	Рутил						Ильменит	Титаномагнетит	Циркон		
	1	2	3	4	5	6			10	11	
SiO_2	—	3,9	—	4,2	3,7	13,4	3,6	5,6	9,4	30,1	29,5
TiO_2	97,2	88,8	97,8	91,4	89,3	86,1	53,7	23,9	2,1	3,1	—
Al_2O_3	—	1,8	—	1,2	0,5	—	1,3	3,2	3,2	—	—
FeO	2,8	3,8	0,9	—	1,7	0,5	40,9	66,5	84,3	0,4	—
MnO	—	—	—	—	—	—	0,5	0,8	1,0	—	—
CaO	—	1,7	1,3	0,6	0,5	—	—	—	—	0,6	—
ZrO_2	—	—	—	2,6	4,3	—	—	—	—	64,5	70,5
HfO_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,3	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Анализы: минералы поверхности: 1, 11 — кристалла; 2, 3 — краевой части скола; 4—10 — внутренней части скола.

В другой полости, расположенной и вскрытой по плоскости трещины на участке 200–200 мкм, встречены два вида минеральных агрегатов, примыкающих друг к другу: массивно-друзовые образования рутила, а также площадные и объемные скопления зерен кварца со сколовой поверхностью. Участки, занимаемые ими, соразмерны и в плане имеют неправильную форму с многочисленными «окнами», в которых наблюдается уступчатая растворенная поверхность алмаза.

Плотно сросшиеся кристаллы рутила, слагающие массивно-друзовые агрегаты, как правило, имеют короткопризматический облик и сглаженную поверхность (см. рисунок, Е). Размер индивидов не более 1 мкм. В рутиле (см. табл. 5, анализы 4, 5) постоянно присутствует необычная, в т.ч. и по значениям, примесь ZrO_2 (до 4,3%). Редко в дружах в виде дискретных зерен (около 1 мкм) или поликристаллических образований (до 4 мкм) встречается циркон. Для него характерны примеси HfO_2 , Al_2O_3 , FeO и CaO (см. табл. 5, анализ 10). Появление TiO_2 , вероятно, обусловлено захватом при анализе соседних зерен рутила. На отдельных участках данные минеральные агрегаты сопровождаются многочисленными дискретными обломками зерен кварца.

В агрегатах кварца зерна размером не более 5 мкм имеют сглаженную поверхность и обычно только соприкасаются друг с другом. Возможно, источником обломков кварца в данном случае могли являться его прожилки, передробленные, по всей вероятности, в результате эндогенного механического воздействия на кристалл алмаза. Иногда в таких агрегатах присутствуют единичные зерна рутила обломочной формы размером до 3 мкм. Из примесей в нем присутствует только FeO , а наличие кремнезема связано с захватом при анализе соседних зерен кварца (см. табл. 5, анализ 6).

Микро жеоды сульфата кальция выполняют полости, расположенные вдоль трещин по плоскостям спайности алмаза. Максимальный размер агрегатов достигает 25–80 мкм, а индивидов не более 2 мкм. Примеси в минерале не установлены. Определить минеральный вид сульфата кальция с учетом используемой методики исследования не представляется возможным. В краевой части скола на чешуйчатых зернах сульфата кальция расположено поликристаллическое образование рутила размером 2–4 мкм. В значимых количествах минерал содержит Al_2O_3 и FeO , а наличие CaO , вероятно, обусловлено захватом при анализе сульфата кальция (см. табл. 5, анализ 2).

На поверхности внутренней части скола индивиды хлоридов K и Na не установлены, однако Na и Cl часто в незначительных количествах фиксируются при анализе минералов агрегатов. Возможно, в этом случае только галит присутствует в виде тончайших пленок на поверхности зерен. На поверхности скола также встречены дискретные зерна кальцита размером до 5 мкм.

В результате проведенного изучения кристалла V разновидности из россыпного месторождения Холомох зафиксировано присутствие микростекол и разнообразных минералов, являющихся постгенетическими по отношению к алмазу.

Обнаружение на поверхности кристалла микростекол пленочного типа, аналогичных выявленным ранее на алмазах I и II разновидностей из россыпного месторождения Эбелях [8], позволяет предположить, что и в данном случае их образование связано с кавитационными явлениями [5] в флюидонасыщенной среде-транспортере [8]. Такой

процесс мог реализоваться в потоке гетерогенизованных флюидов, когда резкая смена градиентов давления приводит к появлению высоких температур в локальных точках [5].

По всей вероятности, одновременно с микростеклами на поверхности кристалла появились зерна разнообразных по составу полевых шпатов, циркона и рутила. С одной стороны, их появление может указывать на парагенетическую специфику транспортера алмаза, с другой — на многочисленные контакты кристалла и метаморфических пород земной коры или их обломков во время транспортировки к поверхности.

Наличие раскрытых трещин в кристалле позволяет предположить, что при транспортировке алмаз подвергался механическому воздействию с нарушением целостности кристалла по плоскостям спайности и, вероятно, вдоль границ его блоков. В дальнейшем процессы растворения обусловили увеличение микрополостей внутри кристалла. Такая коррозия предшествовала кристаллизации минералов и, возможно, частично сопровождала ее. На постмагматической стадии в разное время происходило образование, по крайней мере, четырех разобщенных по времени и местоположению парагенетических ассоциаций минералов: цирконийсодержащий рутил циркон; кальцит ильменит флюорит титаномагнетит; кварц рутил; сульфат кальция рутил. Не исключено, что агрегаты, сложенные обломками зерен кварца и рутила, сформировались до находящихся рядом с ними в пределах одной полости массивно-друзовых образований цирконийсодержащего рутила и гаффнийсодержащего циркона. По-видимому, изначально существовавшее кварцевое образование прожилкового типа в результате механического воздействия на кристалл было разрушено, в результате чего возникли многочисленные обломки.

Появление на поверхности кристалла самородных металлов и интерметаллических соединений, также широко распространенных на кривогорянных алмазах из россыпного месторождения Ичетью (Средний Тиман) и флюидизатно-эксплозивных брекчий Среднего Урала [3, 4, 10], связано с наличием в системе, транспортирующей алмаз, интрапеллурического флюида с металлоорганическими соединениями [7]. М.И. Новгородова с соавторами [6] установили, что температура образования хромферида около 400 С, т.е. его кристаллизация могла происходить на постмагматическом этапе. Возможно, и другие минералы самородных элементов кристаллизовались при близких температурах.

Природа многочисленных выделений хлоридов не ясна. Однако присутствие Na и Cl в рентгеновских спектрах минералов из парагенетических ассоциаций, расположенных во внутренних частях алмаза, позволяет предположить, что по крайней мере часть галита может иметь эндогенную природу. Присутствие оливина без примесей Ni и Mn не позволяет однозначно отнести его к породообразующим минералам системы, транспортирующей данные алмазы.

Таким образом, в результате проведенного исследования получены данные, на основании которых можно предположить, что условия транспортировки кристаллов алмаза I, II [8] и V разновидностей из россыпей Эбеляхского алмазоносного района близки. Кроме того, присутствие неизмененных в гипергенных условиях зерен полевых шпатов и микростекол ставит под сомнение представления о древней докембрийской природе коренного источника

кристаллов алмаза V разновидности и последующей фанерозойской россыпной истории алмаза [1].

Присутствие цирконийсодержащих минеральных фаз указывает на флюидный перенос циркония, т.е. на определенном этапе эволюции системы не исключено образование дискретных кристаллов циркона, которые постоянно присутствуют в виде крупных зерен в алмазоносных россыпях Эбеляхского района. В результате исследования не установлено минералов-индикаторов, связанных с кимберлитовыми породами. Таким образом, есть основание предполагать, что среда-транспортер кристаллов алмаза V разновидности была флюидонасыщенной и могла иметь некимберлитовую природу. В тоже время, как правило, гладкая поверхность минеральных фаз и силикатных пленок на кристалле алмаза может свидетельствовать о незначительном переносе кристаллов от коренного источника.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник Воронеж. ун-та. Геология. 2000. № 5 (10). С. 79—96.
2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. —М.: Недра, 2003.
3. Макеев А.Б. Дудар В.А. Лютоев В.П. и др. Алмазы Среднего Тимана. —Сыктывкар: Геопринт 1999.
4. Макеев А.Б. Макеев Б.А. Новые данные об алмазах и минералах-спутниках Тимана. —Сыктывкар 2000.
5. Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Жданов Ю.Я. и др. Микросферулы алюмосиликатных стекол в золотых рудах // Геохимия. 2003. № 1. С. 83—93.
6. Новгородова М.И., Горшков А.И., Трубкин Н.В. и др. Новые природные соединения железа и хрома — хромферид и ферхромит // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1986. Ч. CXV. Вып. 3. С. 355—360.
7. Олейников Б.В., Никишов К.Н., Ковальский В.В. и др. Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. —Якутск, 1985.
8. Олейников О.Б., Барацков Ю.П. Особенности химического состава силикатных пленок на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях и их генезис // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 42—47.
9. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. —М.: Наука 1973.
10. Силаев В.И., Чайковский И.И., Ракин В.И. и др. Алмазы из флюидизатно-эксплозивных брекчий на Среднем Урале. —Сыктывкар: Геопринт 2004.

УДК 552.331(571.56)

Коллектив авторов, 2007

Погребенный Мунский массив докембрийских щелочных базитов (северо-восточная часть Сибирской платформы)

М.Д.ТОМШИН, А.В.ОКРУГИН, А.И.ЗАЙЦЕВ (ИГАБМ СО РАН), В.П.СЕРОВ (АмГРЭ АК «АЛРОСА»)

На северо-востоке Сибирской платформы в бассейне р.Муна (левый приток р.Лена) установлен погребенный массив докембрийских щелочных базитов. Обнаруженные породы имеют своеобразный химический и минеральный составы, отличные от составов типичных представителей распространенных на Сибирской платформе пород основного состава. В данной статье авторы приводят результаты их первого предварительного изучения, которое нуждается в дальнейших уточнениях и более детальных исследованиях.

Актуальность поставленной задачи определяется отсутствием коренных источников богатых алмазоносных россыпей на северо-востоке Сибирской платформы и открытием за последние десятилетия в различных регионах мира высокоалмазоносных изверженных пород некимберлитового типа, в т.ч. и щелочных базальтоидов [5], т.е. представляет интерес с точки зрения прогнозирования конвергентных кимберлитам потенциальных источников алмаза.

Погребенный массив, находящийся в нижнем течении р.Муна, вначале был выделен по гравимагнитной аномалии. В последующем здесь на глубине 620 м скважиной было вскрыто интрузивное тело основных пород. Данный массив расположен в гранитогнейсах фундамента, а непосредственно на массиве с размытом залегают окременные доломиты венда. Перекрывающие толщи представлены переслаивающимися пачками пестроцветных, глинистых и битуминозных известняков нижнего и частично среднего кембра.

В структурном плане массив щелочных базитов приурочен к Мунскому поднятию, которое в рельефе фундамента

фиксируется превышением в 3—4 км по отношению к Приверхоянскому прогибу и 3 км — к Суханской впадине. Мунское поднятие имеет сложное строение, обусловленное чередованием горстов и грабенов, между которыми амплитуда перепада высот по кровле фундамента достигает 1,5 км. Массив, вскрытый скважиной, приурочен к одному из таких приподнятых блоков, в котором кровля фундамента расположена на глубине всего 0,6 км от поверхности. Этот блок ограничен серией глубинных разломов (рис. 1). На дневной поверхности над массивом формируется положительная форма рельефа, подчеркнутая гидросетью. Кроме рассматриваемого Мунского массива щелочных базитов в данном районе в карбонатных отложениях кембра по геофизическим данным рекогносцируются многочисленные погребенные дайки и небольшие по площади силлы долеритов.

В соответствии с геофизическими данными, погребенный Мунский массив на глубине может достигать 6 км в поперечнике. Скважина прошла по его телу всего 66 м, поэтому истинная мощность объекта не известна. Вскрытая часть массива выполнена светло-серыми с красноватым оттенком средне- и крупнозернистыми породами с габбровой структурой. По текстурно-структурным особенностям пород выделяются два горизонта: верхний — мощностью примерно 50 м сложен крупно-грубозернистыми породами пегматоидного облика и нижний занимает около 15 м и представлен крупно- и среднезернистыми базитами со слабо проявленной расслоенностью, обусловленной чередованием лейкократовых и меланократовых полос, обогащенных соответственно полевыми шпатами и темноцвет-

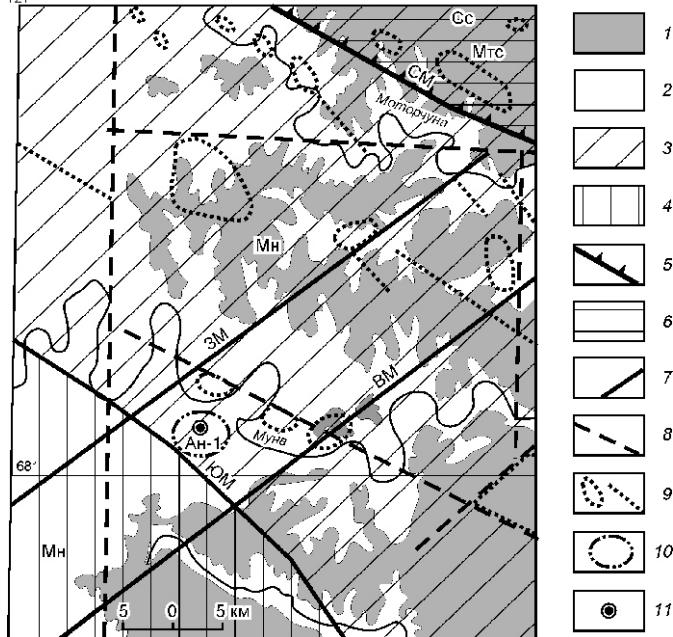


Рис. 1. Тектоническая схема расположения скважины Ан-1.
По материалам Н.Е.Морозовой (2000, 2003):

1 — мезозойский структурный ярус, морская терригенная формация; 2 — венд-верхнекембрийский структурный подъярус, пестроцветная глинисто-карбонатная формация; структуры I порядка: 3 — Оленёкский архейский кратон, 4 — Анабаро-Ленский архей-раннепротерозойский складчатый пояс; 5 — границы структур II порядка — Мунского поднятия (Мн) и Сюнгюдинской седловины (Сс); 6 — структура III порядка — Среднемоторчунский грабен (Мтс); 7 — региональные глубинные разломы: ЮМ — Южно-Моторчунский; ЗМ — Западно-Моторчунский; ВМ — Восточно-Моторчунский; СМ — Северно-Моторчунский; 8 — разломы низшего порядка; 9 — погребенные силлы и дайки долеритов (по геофизическим данным); 10 — геофизическая аномалия, в пределах которой вскрыт скважиной массив щелочных базитов; 11 — скважина Ан-1

ными минералами. Удлиненные кристаллы, как правило, вытянуты вдоль полос.

По химическому составу (табл. 1, массовые содержания в %) магматиты Мунского массива относятся к основным породам щелочного ряда (рис. 2). Главными минералами породы являются натриевый плагиоклаз, калиевый поле-

вой шпат, амфибол и биотит, а второстепенными — магнетит, апатит, хлорит, кварц и кальцит. Типичные для габброидов средние и основные плагиоклазы, пироксены и оливин не установлены, т.е. по минеральному составу данные породы близки к амфиболовым и слюдяным плагиоклаз-калишпатовым породам — лампрофиром.

1. Химический состав пород Мунского массива

Компоненты	Глубина, м						
	648	652	656	661	669	676	686
SiO ₂	46,21	46,32	43,43	48,44	38,57	37,36	50,86
TiO ₂	2,30	1,28	1,55	1,00	1,97	2,48	1,05
Al ₂ O ₃	14,47	15,92	15,31	15,56	12,16	12,06	15,16
Fe ₂ O ₃	6,04	5,42	5,54	4,46	8,84	7,71	4,89
FeO	5,23	4,95	4,79	4,46	8,01	9,13	4,72
MnO	0,12	0,12	0,14	0,12	0,15	0,08	0,11
MgO	6,19	5,65	7,6	5,26	7,14	9,50	4,35
CaO	5,87	5,80	5,53	6,3	8,14	6,81	5,54
Na ₂ O	3,77	3,94	3,51	4,29	2,94	1,28	4,34
K ₂ O	4,05	4,11	3,82	4,16	3,42	3,00	3,67
P ₂ O ₅	1,76	1,98	2,14	2,24	3,04	4,53	1,31
п.п.п.	2,57	2,12	3,88	2,37	3,69	5,31	1,86
CO ₂	0,55	0,81	1,34	0,54	1,09	0,00	1,35
S	0,27	0,19	0,07	0,16	0,44	0,52	0,04
F	0,48	0,6	0,51	0,50	0,61	0,83	0,45
Сумма	99,88	99,2	99,17	99,85	100,2	100,6	99,7
Поправка на F	0,20	0,25	0,22	0,21	0,26	0,35	0,19

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН, аналитик Д.А.Кулагина.

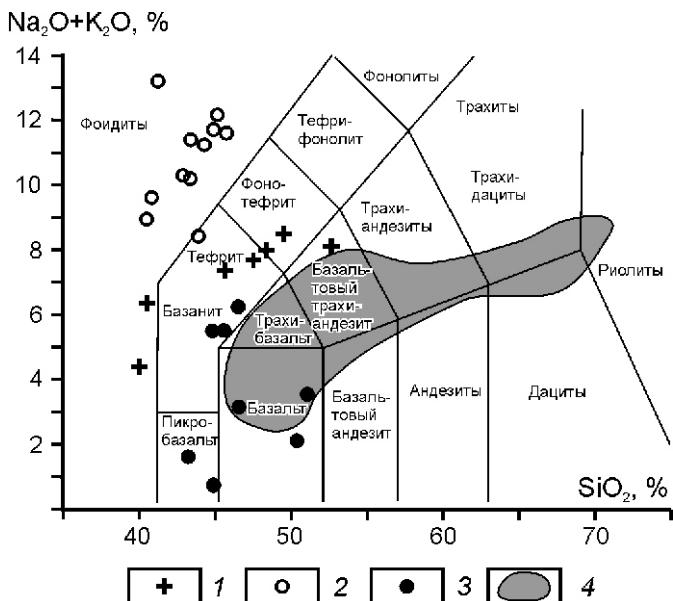


Рис. 2. Составы пород на классификационной диаграмме [2] SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$:

1 — щелочные базиты погребенного Мунского массива; 2 — мицетты Аклуилак, Канада [5]; 3 — архейские лампрофиры Вавы, Канада [5]; 4 — докембрийские базиты Анабарского щита [4, 10]

Плагиоклаз по составу отвечает альбит-олигоклазу (табл. 2, массовое содержание в %), доля плагиоклаза совместно с ортоклазом и анортоклазом (поскольку их разделение в шлифе весьма затруднено) в сложении породы колеблется от 50 до 65%. Минерал образует крупные таблитчатые кристаллы до 1,2 см, создающие вместе с такими же по размерам зернами амфибола каркас породы. Почти все таблицы плагиоклаза имеют антипертитовое строение, связанное с прорастанием плагиоклаза ортоклазом. Кроме этого, наблюдается замещение плагиоклаза ортоклазом и соссюритизация. Отдельные таблицы плагиоклаза несут следы деформации (изогнутость кристаллов, блочное и мозаичное погасание).

Амфибол по химическому составу (см. табл. 2) относится к титансодержащему гастигиту — высокоглиноземистой роговой обманке средней железистости. Для него характерны соизмеримые с плагиоклазом по размерам таблитчатые кристаллы, плеохроирующие в желто-зеленых—травяно-зеленых цветах. В верхней части разреза амфибол интенсивно замещен хлорит-карбонатным агрегатом по трещинам спайности, в результате чего от таблиц амфибola остаются только реликтовые пятна.

Доля темноцветной минеральной составляющей породы массива, амфибola и биотита в основном колеблется в пределах 20—25% и лишь в низах горизонта резко увеличивается до 35%, подчеркивая тем самым отсадку минералов. В основном амфибол доминирует над биотитом, количественно превышая его в два раза. Иногда наблюдаются участки пород, где биотит преобладает над амфиболом. Судя по структурным взаимоотношениям минералов, амфибол кристаллизовался совместно с плагиоклазом, тогда как биотит — в позднемагматическую стадию кристаллизации. Рассчитанные температуры по сосуществующим амфибол-плагиоклазовым парагенезисам в основном укладываются в интервал 600—780 °С, а данные полученные по

амфиболовому геобарометру [7] ложатся в интервал 480—670 МПа.

Биотит в отличие от амфибola, являясь позднемагматическим минералом, приурочен к мезостазисным участкам даже в том случае, когда его чешуйки практически соизмеримы с плагиоклазом и амфиболом. Чешуйки биотита часто деформированы, изогнуты, особенно в богатых им породах. Здесь же наблюдается совместное, структурное прорастание биотита и анортоклаза. В биотите отмечены включения апатита и кальцита. Как и амфибол, биотит характеризуется повышенным содержанием TiO_2 до 5,34% (см. табл. 2).

Основная часть магнетита образована в заключительную стадию кристаллизации расплава и заполняет межзерновое пространство породы. В то же время наблюдаются случаи, когда мелкие октаэдры минерала встречаются в виде включений в таблицах амфибola, подчеркивая их более раннюю кристаллизацию. Количество магнетита в породе не превышает 3% и стабильно по всему разрезу вскрытой части массива. Особенность состава магнетита — практическое отсутствие примесей Ti, Cr и Mn (см. табл. 2). В породе отсутствует ильменит, т.е. весь титан магматического расплава концентрировался в амфибole и биотите.

Для пород Мунского массива характерен апатит, который присутствует в количестве от 2 до 4%. Короткопризматические кристаллы апатита в обилии находятся в виде включений в полевых шпатах, амфибole и биотите. Состав минерала приведен в табл. 2. По данным микрозондового анализа в апатите установлено постоянное присутствие SrO (0,62—1,06%), CeO_2 (0,78—1,22%) и Cl (0,17—0,31%).

Мезостазисное наполнение, занимающее до 10% объема породы, представлено мелкими лейстами плагиоклаза, округлыми зернами ортоклаза и кварца, чешуйками биотита, магнетитом и хлорит-соссюритовым агрегатом в сочетании с кальцитом. Кроме этого кальцит образует мономинеральные жилки.

Как уже отмечалось, химический состав пород погребенного Мунского массива весьма специфический (см. табл. 1) и не имеет аналогов среди известных в пределах Сибирской платформы магматитов. На классификационной диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ породы занимают поля щелочных основных пород — базанитов и тифротов. От наиболее распространенных на Сибирской платформе субщелочных и толеитовых базитов докембрийского, среднепалеозойского и пермско-триасового возрастов [4, 10] они отличаются повышенным содержанием щелочей и фосфора, а от более щелочных магматитов — трахидолеритов севера Сибирской платформы [6] — пониженной титанистостью и повышенной фосфористостью.

С целью более корректного установления формационной принадлежности данных пород были определены содержания в них редкоземельных элементов. Анализы выполнены в Институте почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск, аналитик А.С. Черевко) методом атомно-эмиссионной спектрометрии с использованием в качестве источника возбуждения спектров дугового аргонового двухструйного плазмотрона. По характеру распределения РЗЭ (рис. 3), в отличие от упомянутых типичных платформенных базитов, магматиты Мунского массива существенно обогащены легкими РЗЭ, что сближает их с кимберлитами и высокоалмазоносными минеттами Аклуилак площади Паркер Лейк на Канадском щите [5]. Несмотря на то, что

2. Представительные анализы полевых шпатов, амфибола, биотита, магнетита и апатита

Продолжение табл. 2

Анализы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	P ₂ O ₅	SrO	CeO ₂	Cl	Сумма
656-3	62,86	16,43	0,15	0,05	1,66	13,65	—	—	—	—	—	—	—	—	94,86
661-4	65,09	18,63	0,09	0,00	2,31	12,49	—	—	—	—	—	—	—	—	98,67
<i>Амфибол</i>															
648-1	41,08	11,48	20,13	10,63	2,16	1,90	1,96	—	0,44	8,62	—	—	—	—	98,69
648-2	38,68	9,88	19,79	10,68	2,32	1,87	2,09	—	0,43	8,75	—	—	—	—	94,81
656-1	40,18	9,98	19,27	10,32	2,28	1,75	1,82	—	0,44	9,15	—	—	—	—	95,21
656-2	40,66	10,35	18,99	10,41	2,06	1,80	1,74	—	0,54	9,10	—	—	—	—	95,65
656-3	41,16	9,89	18,65	10,53	2,39	1,82	1,56	—	0,38	8,91	—	—	—	—	95,29
656-4	39,61	9,74	19,74	10,50	1,98	1,84	1,31	—	0,50	8,75	—	—	—	—	93,97
669-1	39,77	11,03	18,67	10,52	2,35	1,55	2,31	—	0,39	9,15	—	—	—	—	96,07
669-2	39,76	10,20	19,23	10,57	2,29	1,47	2,13	—	0,37	8,72	—	—	—	—	95,02
<i>Биотит</i>															
656-1	35,66	12,26	19,63	0,01	0,43	9,28	3,66	—	0,11	11,27	—	—	—	—	92,34
656-2	36,58	13,57	19,33	0,00	0,22	9,68	4,50	—	0,13	10,52	—	—	—	—	94,53
661	36,22	13,32	19,61	0,00	0,16	10,34	2,36	—	0,21	13,17	—	—	—	—	95,39
669	34,75	13,31	19,19	0,00	0,38	9,82	4,73	—	0,11	11,19	—	—	—	—	93,48
686-1	34,10	11,25	22,29	0,00	0,19	9,93	4,95	—	0,24	10,04	—	—	—	—	92,99
686-2	34,32	10,58	21,34	0,00	0,39	9,96	5,34	—	0,22	8,89	—	—	—	—	91,14
686-3	35,11	10,80	22,10	0,00	0,17	10,10	4,92	—	0,23	10,82	—	—	—	—	94,25
<i>Магнетит</i>															
648	—	0,64	97,47	—	—	—	0,04	0,03	0,00	0,23	—	—	—	—	98,41
652	—	0,49	97,60	—	—	—	0,01	0,01	0,00	0,21	—	—	—	—	98,32
661-1	—	0,60	96,28	—	—	—	0,00	0,03	0,00	0,27	—	—	—	—	97,18
661-2	—	0,33	97,74	—	—	—	0,01	0,04	0,00	0,28	—	—	—	—	98,40
686-1	—	1,00	95,55	—	—	—	0,32	0,03	0,10	0,36	—	—	—	—	97,36
686-2	—	0,62	97,16	—	—	—	0,04	0,01	0,00	0,27	—	—	—	—	98,10

Продолжение табл. 2

Анализы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	P ₂ O ₅	SrO	CeO ₂	Cl	Сумма
<i>Anatum</i>															
648-1	0,14	—	0,17	54,38	0,27	—	—	—	0,10	0,92	39,79	Не опр.	Не опр.	Не опр.	95,80
648-2	0,33	—	0,08	54,33	0,43	—	—	—	0,08	0,95	39,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.	95,72
661-1	0,16	—	0,71	53,73	0,34	—	—	—	0,21	0,87	39,25	Не опр.	Не опр.	Не опр.	95,50
661-1	0,17	—	0,11	53,57	0,28	—	—	—	0,14	0,88	41,13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	96,30
669	0,08	—	0,19	53,75	0,42	—	—	—	0,13	0,94	40,32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	95,84
656	0,28	—	0,15	53,04	Не опр.	—	—	—	0,19	Не опр.	42,05	0,72	0,93	0,28	97,64
652-1	0,44	—	0,19	52,36	Не опр.	—	—	—	0,11	Не опр.	41,90	1,06	1,22	0,18	97,47
652-2	0,36	—	0,14	51,81	Не опр.	—	—	—	0,12	Не опр.	41,94	0,90	1,08	0,20	96,56
676	0,44	—	0,14	52,79	Не опр.	—	—	—	0,16	Не опр.	41,85	0,62	0,90	0,24	97,14
686	0,31	—	0,15	52,27	Не опр.	—	—	—	0,18	Не опр.	42,04	0,77	1,03	0,23	96,97

Примечание. Составы минералов определены в ИГАБМ СО РАН на микрозонде «Camebax-Micro», аналитик Л.М.Попова.

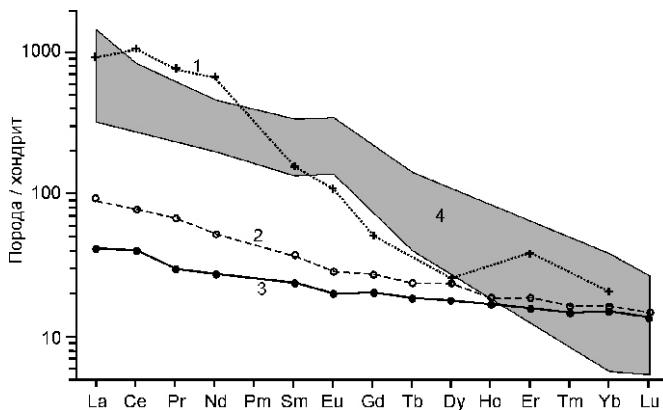


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в породах, нормированное к составу хондрита по [11]:

1 — щелочные базальты погребенного Мунского массива; 2 — первомиасовые рифтогенные субщелочные базальты Сибирской платформы [1]; 3 — покровные низкокалиевые толеиты Сибирской платформы [1]; 4 — минетты Аклуилак, Канада [5]

последние имеют ультракалиевую специализацию и содержат высокобарные минералы-спутники алмаза (пиропы, пикроильменит, хромдиопсид и оливин), породы Мунского массива по многим петрохимическим и минералогическим параметрам близки им.

Например, в минеттах Аклуилак особую роль играет апатит, занимающий иногда до 10% от объема породы, причем зерна апатита характеризуются повышенной примесью стронция (до 1,25% SrO), соизмеримой с таковой в апатите Мунского массива. На диаграмме FeO—Al₂O₃ (рис. 4, А) биотиты Мунских базитов образуют поле, прилегающее к более

железистому и менее глиноземистому краю тренда состава слюд из минетт Паркер Лейк. На основе фактического материала по разным регионам мира и экспериментальным данным было показано [3], что титанистые слюды в щелочных породах являются важным генетическим показателем условий формирования. По соотношениям MgO и TiO₂ (см. рис. 4, Б) поле состава биотитов Мунских базитов также примыкает к области слюд из канадских алмазоносных пород, частично перекрываая при этом поле биотитов из кимберлитов I типа, к которым также относится биотит, обнаруженный в качестве включения в алмазе [8].

Для выяснения возрастного положения Мунского массива были выполнены Rb-Sr изотопные исследования его пород и минералов. Они показали, что как те, так и другие характеризуются очень высоким содержанием стронция (табл. 3), что не типично для щелочных базальтоидов и, вероятно, обусловлено высоким содержанием элемента в полевых шпатах и апатите.

Изученные породы и минералы характеризуются неравномерным содержанием Rb и Sr. Намечается тенденция уменьшения с глубиной отбора образцов содержаний ⁸⁷Rb в породе (от 38,59 до 12,93 мкг/г), в слюдах (от 97,98 до 59,21 мкг/г) и содержаний ⁸⁶Sr в плагиоклазе (от 917,31 до 608,65 мкг/г).

Для изученных пород по минеральным изохронам (порода—слюда—полевой шпат) получены дискордантные Rb-Sr датировки 2098—2326 млн. лет и неоднородные первичные изотопные отношения стронция (0,70367—0,70567). Изохронная Rb-Sr датировка по трем образцам слюды с большой неопределенностью отвечает возрасту 1965 214 млн. лет. Первичный состав стронция 0,71317 0,00822 предполагает наличие предыстории в эволюции стронция слюд, что может быть обусловлено

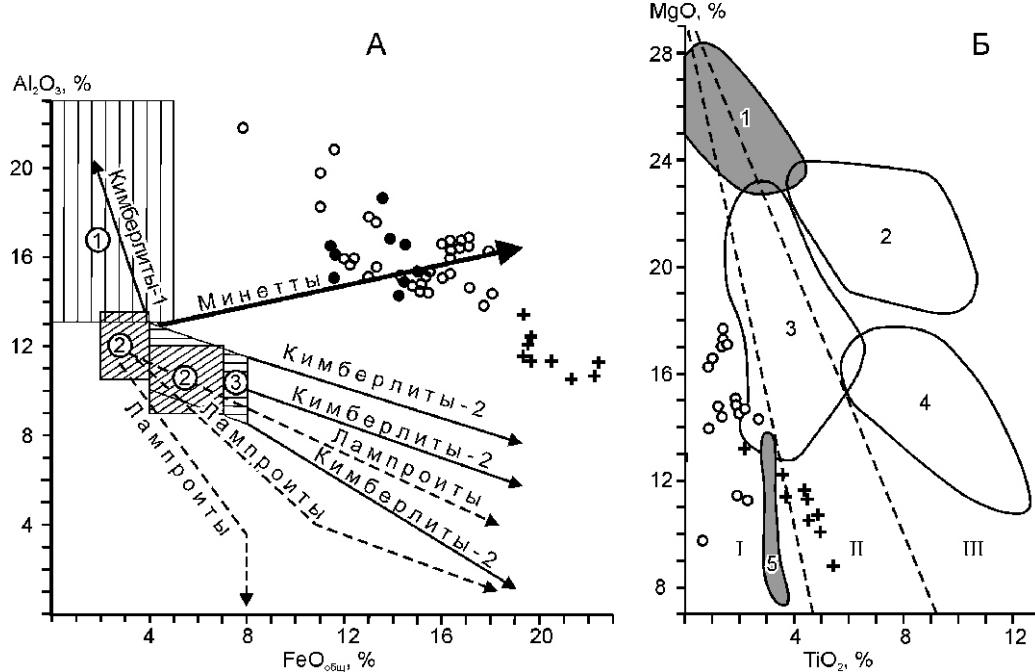


Рис. 4. Химический состав слюд на диаграммах FeO_{общ}—Al₂O₃ (А) и TiO₂—MgO (Б):

поля состава микрофенокристов (цифры в кружках): 1 — основной массы кимберлитов, 2 — лампроитов, 3 — оранжевитов (кимберлиты-2) и тренды изменения составов слюд по [9]; поля составов слюд: 1 — кимберлиты (тип II) и ксенолиты ультраосновных пород, 2 — потенциально алмазоносные лампроиты, 3 — лампрофиры, 4 — щелочные базальты, 5 — кимберлиты (тип I); разновидности слюд: I — нормальные, II — титансодержащие, III — титанистые [3]; см. услов. обозн. на рис. 2

3. Данные Rb-Sr анализа пород и минералов Мунского массива

Глубина, м	Образцы	Материал	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн.лет I_0
648	Pc-2465	Порода	38,5893	376,6898	0,1013	0,7071	2326 7 0,70367 13
	Pc-2466	Биотит	97,9810	41,7968	2,3173	0,7815	
	Pc-2467	Плагиоклаз	9,6478	917,3068	0,0104	0,7040	
661	Pc-2468	Порода	33,6599	432,9337	0,0768	0,7073	2098 151 0,70567 953
	Pc-2469	Биотит	94,4432	26,2500	3,5565	0,8132	
	Pc-2470	Плагиоклаз	9,1647	794,8239	0,0114	0,7067	
669	Pc-2471	Порода	21,2089	331,026	0,0633	0,7064	2181 130 0,70473 211
	Pc-2472	Биотит	59,2129	29,5692	1,9795	0,7670	
	Pc-2473	Калишпат	78,2145	954,4609	0,081	0,7076	
686	Pc-2474	Порода	12,9307	325,1799	0,0383	0,7050	
	Pc-2475	Плагиоклаз	9,7277	608,6481	0,0159	0,7085	

Rb-Sr изохронный возраст для всей совокупности данных ($n = 11$) 2152 70 млн.лет, $I_0 = 0,70518 \pm 140$, для биотитов ($n = 3$) 1965 214 млн.лет, $I_0 = 0,71317 \pm 822$

Примечание. Содержание элементов приведено в мкг/г (ppm); доверительные интервалы для параметров изохрон рассчитаны с вероятностью 1 .

или длительностью охлаждения пород до температуры закрытия Rb-Sr системы слюды, или низкотемпературным процессом — воздействием на слюды без достижения в последующем в них изотопного равновесия. Последнее с учетом данных распределения Rb и Sr в породах и минералах по вертикали скважины кажется более вероятным, и в данном случае возраст пород должен быть близок к 2326 7 млн. лет. Этому не противоречит и тот факт, что в наиболее глубинном образце для плагиоклаза получено высокое значение первичного изотопного отношения стронция 0,7085, указывающее на возможный привнос стронция с повышенной радиогенной компонентой.

Таким образом, можно констатировать проявление на северо-востоке Сибирской платформы протерозойского щелочно-базальтоидного магматизма с высокой концентрацией несовместимых элементов: щелочей, фосфора, стронция, легких РЭ и других, при низком содержании совместимых для ультраосновных пород элементов. Открытие в последние годы подобных алмазоносных пород некимберлитового типа в других регионах мира [5] требует дальнейшего детального и всестороннего изучения данного объекта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-96031р_2006_восток)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмухamedov A.I., Medvedev A.Y., Kirda N.P. Сравнительный анализ геодинамики пермитриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1575—1587.
- Le Mentr P.B. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. —М.: Недра. 1997.
- Малышонок Ю.В. Титанистость магнезиальных слюд как распознавательный критерий щелочных пород ультраосновных и основных магматических серий // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 82—91.
- Олейников Б.В., Томшин М.Д. Эволюция состав интрузивного базитового магматизма Сибирской платформы во времени // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. —Новосибирск: Наука, 1991. С. 39—63.
- Саблюков С.М., Каминский Ф.В., Саблюкова Л.И. Древние алмазоносные изверженные породы некимберлитового типа / Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. —Иркутск—Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 116—134.
- Томшин М.Д., Округин А.В., Савинов В.Т., Шахотко Л.И. Эбешхайинский дайковый пояс трахиодолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. № 9. С. 1475—1483.
- Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer // Amer. Mineral. 1995. Vol. 80. P. 549—559.
- Giardini A.A., Hursi V.J., Melton C.E., Stormer J.C. Biotite as a primary inclusion in diamond: its nature and significance // Amer. Mineral. 1974. Vol. 59. № 7/9. P. 783—789.
- Mitchell R.H. Compositional variation of micas in kimberlites, orangeites, lamproites and lamprophyres // Extended Abstracts 6 IKC. Novosibirsk, 1995. P. 390—392.
- Okrugin A.V., Oleinikov B.V., Savinov V.T., Tomshin M.D. Late precambrian dyke swarms of the Anabar massif, Siberian Platform // Mafic dykes and emplacement mechanisms /Ed. A.J.Parker, P.C.Rickwood, D.H.Tucker. —Rotterdam: Balkema, 1990. P. 529—534.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Ed. A.D.Saunders, M.J.Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313—346.

Эволюция карбонатитового и кимберлитового магматизма в истории Земли

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ

Одна из важнейших особенностей эволюции магматизма в истории Земли — изменение его состава во времени. Изучение закономерностей этих изменений необходимо для решения многих проблем глобальной петрологии. В последние годы отечественными специалистами (А.А.Фролов, А.В.Лапин, А.В.Толстов, Н.Н.Зинчук, С.В.Белов, А.А.Бурмистров) опубликованы полные сводки имеющихся данных по карбонатитам и кимберлитам алмазоносных районов мира, в т.ч. по их изотопному возрасту, некоторым особенностям состава и минерагении [5, таблицы 9 и 10]. Анализ этих данных, выполненный автором настоящей статьи, выявил ряд неизвестных особенностей эволюции карбонатитового и кимберлитового магматизма во времени.

Карбонатиты и кимберлиты начали формироваться относительно поздно, преимущественно в раннем протерозое. Установлено резкое возрастание интенсивности проявлений карбонатитового и кимберлитового магматизма в течение протерозоя и фанерозоя. Увеличивается как число образующихся тел, так и средняя и суммарная площадь, занимаемая ими на современном эрозионном срезе. Так, число сформировавшихся карбонатитов содержащих комплексов увеличивается от 12 в интервале возрастов 2,1—1,5 млрд. лет, до 15 в интервале 1,5—0,9 млрд. лет, 43 в интервале 0,9—0,3 млрд. лет и до 65 в последнем коротком интервале 0,3—0 млрд. лет. Возрастные интервалы выбраны достаточно большие, чтобы избежать влияния некоторой неравномерности проявлений магматизма, связанной с тектоническими циклами. Средняя и суммарная площадь обнаженных частей карбонатитовых тел в этих возрастных интервалах составляют, соответственно: 3,21 и 38,6 км², 3,81 и 57,2 км², 3,88 и 167,38 км² и 4,7 и 305,2 км² (рис. 1, I). Для кимберлитов эти характеристики равны, соответственно: 1 тело площадью 0,04 км² для интервала 0,8—0,6 млрд. лет; 11 тел средней и суммарной площадью 0,108 км² и 1,202 км² для интервала возрастов 0,6—0,4 млрд. лет; 28 тел, 0,121 км² и 3,389 км² для возрастов 0,4—0,2 млрд. лет; 79 тел, 0,155 км² и 12,145 км² для возрастов 0,2—0 млрд. лет (см. рис. 1, II). Кимберлитовых тел древнее 0,8 млрд. лет известно слишком мало, поэтому отсутствует представительный материал для изучения изменений их количественных характеристик в это время.

Таким образом, число образующихся кимберлитовых тел в фанерозое росло примерно в геометрической прогрессии, увеличиваясь каждые 0,2 млрд. лет в 2—3 раза, а суммарная площадь, занимаемая ими, выросла почти в 3 раза. Число и суммарная площадь сформировавшихся карбонатитовых массивов особенно сильно увеличились в последние 0,3 млрд. лет, примерно в 1,5—2 раза.

Другая важная особенность эволюции карбонатитов и кимберлитов — возрастание в них от древних к более молодым среднего содержания расплавофильных компонентов, накапливающихся в самых поздних низкотемпературных остаточных расплавах при процессах магматического фракционирования. Наибольшей способностью к концентрации в расплаве обладают LREE. Например, коэффициент их распределения между карбонатитовым и кимберли-

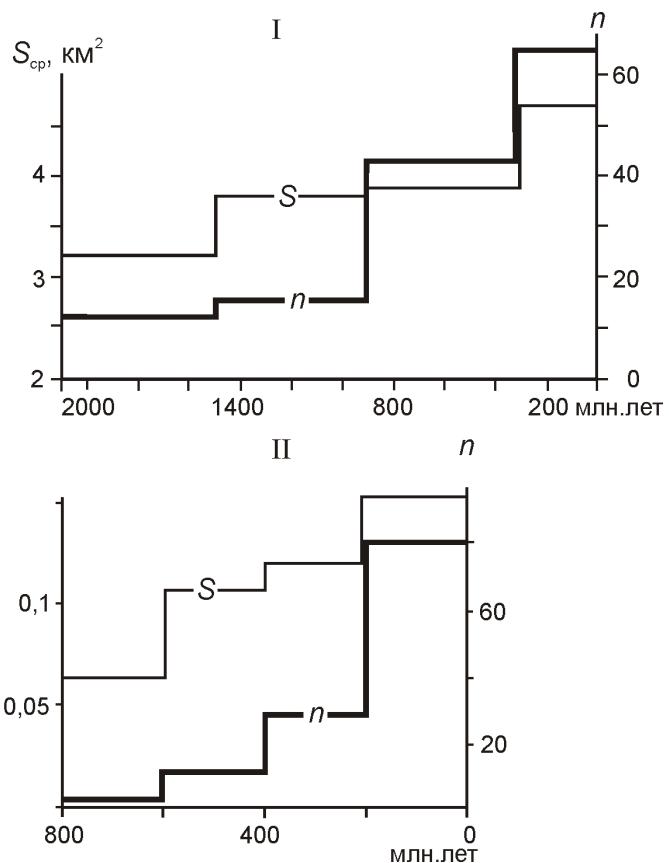


Рис. 1. Зависимость количества (*n*) и среднего размера (S_{cp} , км²) карбонатитовых массивов(I) и кимберлитовых трубок (II) от времени их образования

товым расплавом и ортопироксеном составляет 200, для HREE он уменьшается до 67—42, для Sc — 7,8, для Li — 5,6 [3].

Среднее содержание суммы оксидов редких элементов увеличивается от 2,8% в карбонатитовых месторождениях возрастом 2,1—1,5 млрд. лет, до 3% возрастом 1,5—0,9 млрд. лет, до 3,7% — 0,9—0,3 млрд. лет и до 4,3% — 0,3—0 млрд. лет (рис. 2, I). Средние запасы редкometаллических месторождений для карбонатитов этих интервалов возрастов составляют, соответственно, 1,5; 1,5; 21,5 и 25 млн.т.

Средние содержания Nb₂O₅ и средние его запасы в карбонатитах возрастают соответственно следующим образом 0,3% и 0,3 млн.т, 0,36% и 0,3 млн.т, 0,4% и 0,5 млн.т., 1,06% и 2,2 млн.т (см. рис. 2, II). При построении этого рисунка не учитывалось гигантское месторождение в карбонатитах Маунт-Вельд возрастом 2,064 млрд. лет (Австралия), поскольку его запасы (7,5 млн.т) в десятки раз превосходят суммарные запасы Nb₂O₅ в карбонатитах наиболее древнего возрастного интервала. Это месторождение, по-видимому, сформировалось в особых условиях. Среднее содержание анкерита в карбонатитах также увеличивается в рассмотренных возрастных интервалах в по-

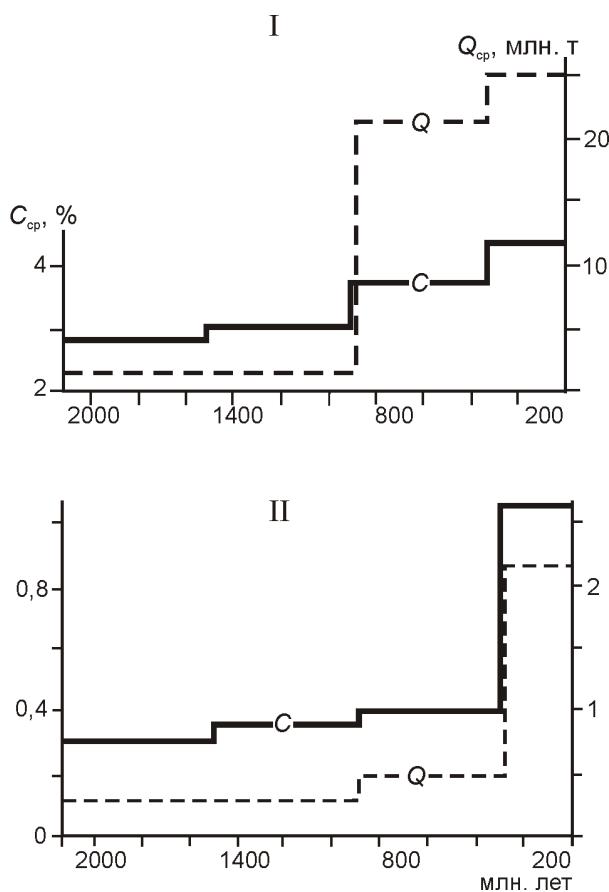


Рис. 2. Зависимость среднего содержания (C_{cp}) и средних запасов (Q_{cp}) редких металлов (I) и Nb_2O_3 (II) в карбонатитовых месторождениях от их возраста

следовательности 4, 5, 16 и 20%, что, очевидно, отражает более интенсивное накопление его в остаточных расплавах по сравнению с кальцитом и нежелезистым доломитом. Средние запасы железа в связанных с карбонатитами месторождениях увеличиваются с 70 до 81 и до 119 млн.т в возрастных интервалах, соответственно 1,5—0,9; 0,9—0,3 и 0,3—0 млрд.лет. Среднее содержание железа в рудах остается при этом 20—22%.

Имеющейся информации по содержанию редкоземельных элементов в кимберлитах недостаточно для изучения их эволюции, поэтому были использованы данные по их химическому составу. Для кимберлитов наблюдается более сложное распределение содержания расплавофильтных компонентов в разновозрастных породах, что связано с их более тугоплавким составом по сравнению с карбонатитами и с возрастанием глубины их образования. Монотонно увеличивается во времени среднее содержание только воды — самого расплавофильтного компонента из рассмотренных — с 6 до 7,5 и до 8% в возрастных интервалах соответственно более 0,4; 0,4—0,2 и 0,2—0 млрд.лет (рис. 3, I). Среднее содержание менее расплавофильтных P_2O_5 , SiO_2 и щелочей увеличивается только в последнем возрастном интервале по сравнению с предыдущим, а количество расплавофобных MgO , CaO , CO_2 и величина MgO/FeO в этом интервале уменьшаются (см. рис. 3, II).

Таким образом, для карбонатитов и кимберлитов характерны три главные особенности эволюции во времени: относительно позднее (в основном в протерозое) их появление, резкое возрастание интенсивности проявлений ким-

берлитового и карбонатитового магматизма с течением времени и обогащение самыми расплавофильтными компонентами пород поздних возрастных интервалов.

Природу этих выявленных закономерностей невозможно убедительно объяснить с позиций господствующих в настоящее время представлений о формировании карбонатитовых и кимберлитовых магм путем обособления выплавок в слабо подплавленных (на десятие—сотые доли процента) мантийных перidotитах, предварительно обогащенных некогерентными химическими компонентами в результате проявления гипотетических процессов флюидного метасоматоза. Это связано с тем, что в мантии вследствие высокого давления и температуры не могут возникать открытые трещины и поры, необходимые для движения жидкостей. Вязкость мантии составляет обычно 10^{20} — 10^{24} П (1 П 0,1 Па с), что в миллиарды раз выше вязкости литьего железа ($1,4 \cdot 10^{11}$ П) [3]. При такой высокой прочности мантии капли расплава и флюида за всю историю Земли способны всплыть в ней всего на первые миллиметры [6, 7] и, следовательно, не могут привести к магмообразованию, что согласуется с автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при содержании его 30—40% [7] и с экспериментальными данными о разделении расплава и твердых фаз лишь при плавлении перidotита более чем на 40% [8].

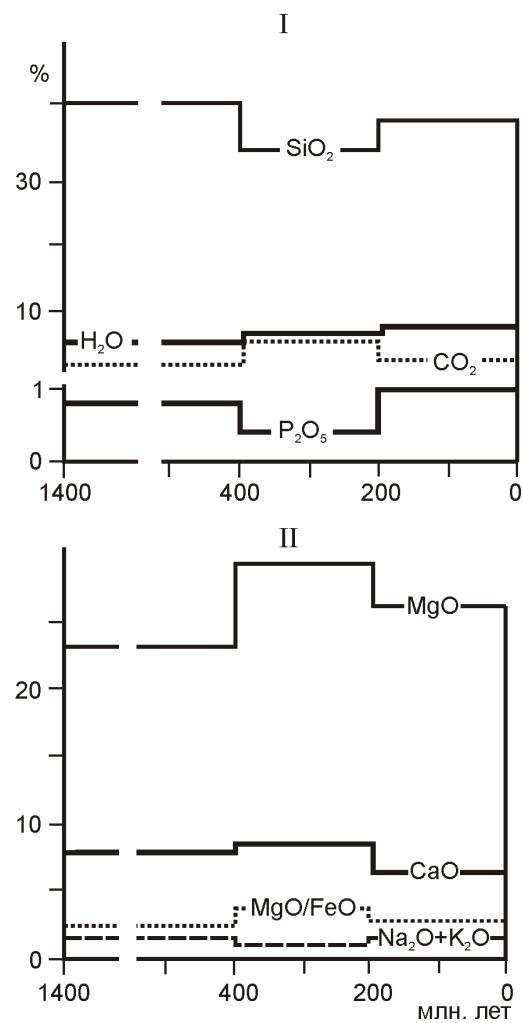


Рис. 3. Зависимость средних содержаний H_2O , CO_2 , P_2O_5 , SiO_2 (А) и MgO , CaO , $Na_2O + K_2O$ и величины MgO/FeO (Б) в кимберлитах от их возраста

Позднее появление карбонатитов и кимберлитов в истории Земли, очень высокое содержание в них расплавофильтных компонентов и постепенное увеличение их количества легче всего объяснить предположением о формировании исходных расплавов этих пород в процессе длительного продолжающегося и в настоящее время фракционирования в глубинных условиях мафических магм. Это полностью согласуется с современными планетологическими и петрологическими данными о горячей аккреции Земли и других планет земной группы и существованием на них глобальных океанов магмы [11, 10]. Как показали выполненные расчеты [7], земной магматический океан был расслоенным по составу, поэтому он очень длительно кристаллизовался и фракционировал сверху вниз в результате преимущественно кондуктивных теплопотерь. Карбонатитовый и кимберлитовый состав приобретали самые последние остаточные расплавы глубинных мафических слоев магматического океана. Это объясняет позднее появление пород такого состава в истории Земли и очень большое содержание в них расплавофильтных компонентов. Например, содержание легких редких земель в карбонатитах достигает 10 тыс. хондриевых норм [4, 5]. Следовательно, остаточный расплав такого состава сформировался после кристаллизации перидотитовой магмы более чем на 99,99%. Только медленные процессы кристаллизации океаны магмы способны были обеспечить подобное совершенное фракционирование.

Карбонатитовые и кимберлитовые остаточные расплавы рекордно низкотемпературные по сравнению с распавами другого состава. Так, судя по экспериментальным данным [3], при $P = 4\text{--}5 \text{ ГПа}$ температура карбонатитового расплава равна примерно $T = 700\text{--}550 \text{ С}$, а кимберлитового $T = 700\text{--}1000 \text{ С}$ [6]. Современный тепловой поток на платформах составляет в среднем около $30\text{--}40 \text{ мВт/м}^2$, что соответствует $700\text{--}1100 \text{ С}$ при $P = 4\text{--}5 \text{ ГПа}$, т.е. температура в нижних частях континентальной литосферы превосходит таковую для карбонатитовых и кимберлитовых расплавов. Отсюда следует очень важное положение о том, что карбонатитовые и кимберлитовые остаточные расплавы до сих пор существуют в нижних частях литосферы и количество их увеличивается за счет фракционирования щелочно-ультраосновных магм, значит здесь еще протекают заключительные процессы фракционирования остатков магматического океана. Остаточные расплавы, по-видимому, залегают в виде линз, жил и неправильных тел среди кумулаторов ультраосновного и основного составов повышенной щелочности и по причине относительно небольшого размера прямо не фиксируются сейсмологическим методами.

В связи с постоянным присутствием остаточных расплавов в нижних частях континентальной литосферы для возникновения карбонатитов и кимберлитов необходимы лишь мощные тектонические процессы деформации, которые приводили к появлению зон растяжения и выжиманию по этим зонам наиболее подвижных полузатвердевших остатков магматического океана. Карбонатитовые расплавы выжимались преимущественно из затвердевшего ме-

нее глубинного пикритового слоя магматического океана, кимберлитовые — из придонного перидотитового. Перемещение фронта затвердевания от верхних менее мафических (более кремнекислотных) частей перидотитового слоя к нижним более мафическим, по всей вероятности, является причиной уменьшения на ранних этапах эволюции содержания в кимберлитах кремнекислоты и щелочей и возрастания количества магния и кальция. В дальнейшем снижение температуры остаточных расплавов привело к изменению этих тенденций на противоположные и обусловило существование минимумов и максимумов в эволюции содержания большинства химических компонентов в кимберлитах (см. рис. 3).

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о резком возрастании количества и объема образующихся карбонатитовых и кимберлитовых тел во времени в течение позднего протерозоя и фанерозоя. В этих породах постепенно увеличивалось среднее содержание наиболее расплавофильтных компонентов. Описанные особенности эволюции свидетельствуют о продолжающихся до сих пор процессах образования карбонатитовых и кимберлитовых остаточных расплавов при фракционировании щелочно-ультраосновных магм в нижних частях континентальной литосферы и согласуются с современными представлениями о горячем формировании Земли и существовании на ней в прошлом глобального магматического океана. Карбонатитовые и кимберлитовые магмы — последние остаточные расплавы этого океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. Таблицы физических величин. Справочник. —М.: Атомиздат, 1976.
2. Андросов Е.А., Вержсак В.В., Ларченко В.А., Минченко Г.В. О структурном контроле размещения кимберлитовых тел (на примере Архангельской алмазоносной провинции) // Геология алмаза — настоящее и будущее. —Воронеж: ВГУ, 2005. С. 31—43.
3. Гирнис А.В., Булатов В.К., Лаз Я., Брай Г.П. Распределение редких элементов между карбонатно-силикатными расплавами и мантийными минералами // Петрология. 2006. Т. 14. № 5. С. 524—547.
4. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. —М: НИА-Природа, 2003.
5. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). —М: НИА-Природа, 2005.
6. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. —Якутск, 1995.
7. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. —Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
8. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yarb. 1977. Vol. 76. P. 968—970.
9. Boettcher A.L., Robertson J.K., Wyllie P.J. Studies in synthetic carbonatite systems: solidus relationships for $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ to 10 kbar // J. Geophys. Research. 1980. Vol. 85. N B12. P. 6937—6943.
10. Hofmeister A.M. Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // J. Geophys. Res. 1983. Vol. B88. N 6. P. 4963—4983.
11. Wood J.A., Diskey J.S., Marin V.B., Powel B.H. Lunar anorthosites and geophysical model of Moon // Proc. Apollo XI Lunar Sci. Conf. Houston. 1970. Vol. 1. P. 965—989.

Петрография, петрохимия и металлогеническая специализация Някунинского и Тобычанского массивов Верхнеадычанского района

С.П.РОЕВ, Ю.С.ОРЛОВ

Район исследований расположен в верхнем течении рек Адыча и Эльга и приурочен к южному флангу Джолакагского брахиатикинория, к Эльгинскому району пологих дислокаций и локализован в зоне сочленения Нерского антиклиниория с Муннычанской синклиналью в пределах долгоживущей глубинной Адыча-Тарынской шовной зоны, отделяющей структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса от структур коллизионного пояса Черского [8].

Полевые работы были проведены в 1981 и 2000 гг. на Тобычанском, Джолакагском, Бургалийском гранитоидных массивах, Верхнебургалийском редкометалльном штоке, Муннычанском вулкано-интрузивном комплексе и Някунинском и Даргирском штоках различной формационной и геодинамической принадлежности и металлогенической специализации. Интерес к изучению данных объектов связан с их размещением в зоне влияния Адыча-Тарынского разлома, что обусловило многообразие проявленного здесь магматизма и связанного с ним оруденения. В районе выявлены многочисленные рудопроявления и месторождения золота — коренные источники и связанные с ними россыпи промышленного значения, оловянные, редкометалльные (литиевые) и золотосурьмяные проявления.

Джолакагский, Бургалийский гранитоидные массивы были изучены Ю.С.Орловым с коллегами (1985) и отнесены к гранитоидам I типа по систематике А.Уайта и Б.Чаппела [16]. Верхнебургалийский массив с участками развития литий-фтористых лейкогранитов, представляющими экономический интерес, описан Ю.С.Орловым в 1980 г., поэтому важно было определить особенности строения, состава, геодинамического положения и металлогеническую специализацию слабоэродированного Някунинского массива пород кислого состава с многочисленными штокообразными выступами и расположенного на небольшом удалении в большей степени эродированного Тобычанского гранитоидного массива.

При геологосъемочных работах масштаба 1:50 000 (Д.И.Троицкий, 1980) к первой фазе Някунинского массива были отнесены гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфиры, а мелкозернистые гранодиориты, слагающие два небольших обособленных штока и не имеющие контактов с гранит-порфирами — к более молодой (второй) фазе. По мнению геологов, массив имел двухфазное строение и мелкозернистые гранодиориты завершили его магматическую историю. Авторы последние отнесли к наиболее ранней фазе по ряду признаков: наиболее высокой натровой щелочности пород, максимальной глиноземистости, максимальной проработке пород, выражаящейся в замещении первичных минералов вторичными (актинолит и хлорит). Наиболее развита в Някунинском массиве II фаза, сложенная преимущественно гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Авторы также впервые в пределах выходов массива обнаружили средне- и крупнозернистые граниты, полные аналоги пород расположенного рядом Тобычанского массива, и отнесли их к III фазе. Проведенные исследования позволили уточнить и дополнить схему развития

Някунинского и Тобычанского массивов, специфику их состава, вероятную их геодинамическую природу, а также геохимическую и металлогеническую специализации.

Някунинский массив (рис. 1) прорывает позднетриасовые и среднеюрские терригенно-осадочные толщи, смятые в мелкоамплитудные складки северо-западного простирания. Обнажены только апикальные его части в виде многочисленных (до 40) неправильной формы выходов общей площадью около 80 км², с крутыми (от 50° до 75—85°) контактами. Интрузив сложен гранитоидами трех фаз внедрения.

Фаза I представлена *мелкозернистыми гранодиоритами*. Породы имеют слабо порфировидную до порфировой и глыбмеропорфировой, участками пойкилитовую, структуру. Они интенсивно изменены, первичные минералы наблюдаются лишь в редких реликтах. Вкрашенники представлены плагиоклазом An₄₅₋₃₀, амфиболом и биотитом, замещенными полностью актинолитом и хлоритом. В протолочки из гранодиоритов встречены зерна умеренно железистого (f 45,2—48,9%) салита (табл. 1). Интерстиции заполнены агрегатом округлых или неправильных зерен кварца, иногда в срастании с калиевым полевым шпатом, что указывает на некоторое увеличение содержания кремнекислоты и калия в расплаве к концу процесса кристаллизации.

Гранит-порфиры в массиве представляют II доминирующую фазу. Основность этих пород в ряде апикальных участков штоков в результате процессов контаминации повышается, приводя к образованию *гранодиорит-порфиров — кварцевых диорит-порфиров*, которые отличаются от гранит-порфиров только количественными соотношениями минералов. Эти же разности пород образуют разрозненные дайки или их серии. Порфировые выделения (20—40%) в породе представлены округлыми зернами кварца и табличками интенсивно альбитизированного олигоклаза и их глыбмеровыми сростками. Темноцветные минералы, судя по характеру развитых по ним полных псевдоморфов хлорита или tremolита, представлены биотитом и амфиболом. Они насыщены мелкими включениями циркона, апатита и рудных минералов. Матрица породы сложена микрогипидиоморфнозернистым агрегатом олигоклаза и кварца с калиевым полевым шпатом в интерстициях, обусловленным повышением калиевой щелочности к конечным этапам кристаллизации гранитного расплава. В протолочках гранит-порфиров встречены зерна высоко- (f 60—70%) и умеренно железистого (f 45,5—51,7%) ортопироксена, пижонита и клинопироксена (f 42,9—56,8%) (см. табл. 1). Такое разнообразие составов пироксенов позволяет предполагать их реститовую природу, отражающую состав фундамента (по-видимому, метавулканиты основного состава).

Среднезернистые граниты заключительного этапа внедрения установлены на нижних горизонтах южных выходов штока. Породы имеют массивную, равномернозернистую, гипидиоморфнозернистую структуру. Плагиоклаз An₃₀ — наиболее идиоморфный минерал гранитов. Он неотчетливо зонален и часто в центральных и средних зонах зерен содер-

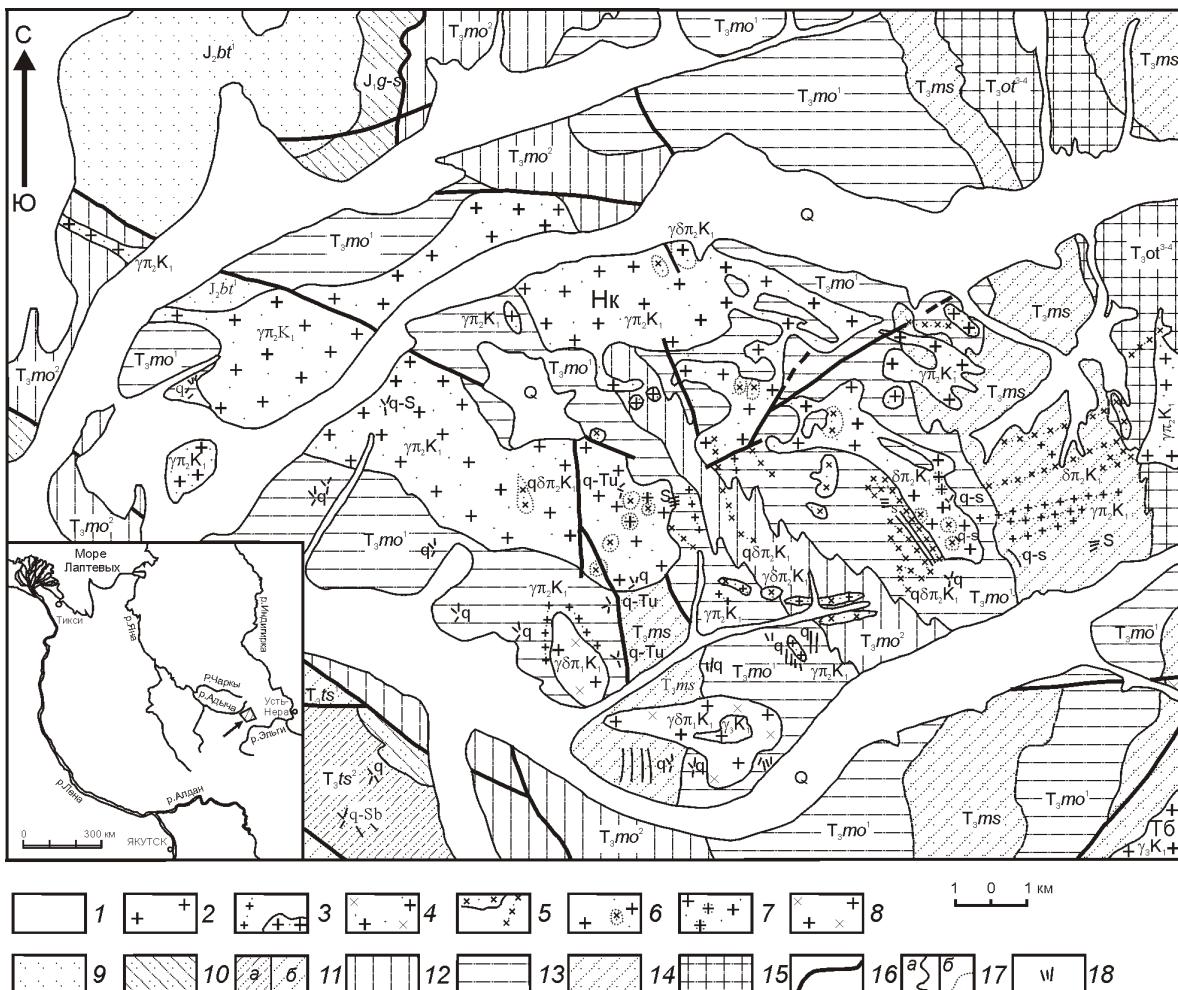


Рис. 1. Схематическая карта Някунинского штока. По материалам Д.И.Троицкого и др. (1980) с добавлениями и исправлениями автора:

1 — четвертичные отложения, Q; 2 — среднезернистые граниты III фазы, γ_3K_1 ; 3 — тела гранит-порфиров и их дайки II фазы, γ_2K_1 ; 4 — тела гранодиорит-порфиров и их дайки II фазы, γ_2K_1 ; 5 — тела диоритовых и кварцевых диоритовых порфириров и их дайки II фазы, γ_2K_1 ; 6 — фациальные выходы тел диоритовых и кварцевых диоритовых порфириров II фазы в пределах тел гранит-порфиров той же фазы, γ_2K_1 ; 7 — участки грейзенизации гранитоидов; 8 — мелкозернистые гранодиориты I фазы, γ_1K_1 ; 9 — средняя юра, батский ярус, нижняя толща, J_{1bt}^1 : песчаники с песчано-алевролитовыми пачками; 10 — нижняя юра, геттанский и синеморский ярусы, J_{1g-s} , чередование алевролитов и песчаников; верхний триас: 11 — лона Tosapecten Efimovae: а — T_3ts^2 , б — T_3ts^1 , алевролиты тонкоклстоистые с прослоями кремнистых сланцев и черных кристаллических известняков, 12 — верхняя лона Monotis Ochotica, T_3mo^2 , алевролиты, песчанистые алевролиты, алевритистые известковистые песчаники, 13 — нижняя лона Monotis Ochotica, T_3mo^1 , алевролиты с прослоями мелкозернистых известковистых песчаников, 14 — лона Monotis scutiformis, T_3ms , алевролиты, песчаники, 15 — нерасчлененные песчанико-алевролитовые отложения верхней части лоны Otapiria ussuricensis, T_3ot^{3-4} , алевролиты, песчаники; 16 — разломы; 17 — границы: а — геологические, б — фациальные контакты; 18 — жилы с различной минерализацией: q — кварцевые, q-S — кварц-сульфидные, q-Tu — кварц-турмалиновые, S — сульфидные, q-Sb — кварц-антимонитовые; Hk — выходы Някунинского массива, Тб — фрагмент северо-восточной части Тобычанского массива

жит мелкие включения биотита, образующего правильные таблички на раннемагматическом этапе, мелкие зерна и их агрегаты в интерстициях салических минералов на позднемагматической и заполняет микротрецины в породе на постмагматической стадиях. Биотит содержит многочисленные включения циркона и апатита. Его «сквозной» характер свидетельствует о сохранении высокого потенциала калия и летучих на протяжении всего процесса кристаллизации материнского расплава. Калиевый полевой шпат, насыщенный перититами, и кварц кристаллизуются в виде ксеноморфных зерен и нередко образуют микропегматитовые срастания. С их поздними скоплениями ассоциирует мусковит. В протолочек из гранитов обнаружено зерно умеренно-

железистого (49,2%) ферросалита с высокими содержаниями Cr_2O_3 до 0,66% (см. табл. 1).

Для всех пород Някунинского массива характерна общность состава минералов, что позволяет рассматривать их как производные единого магматического очага. Биотит — единственный «сквозной» минерал во всех разновидностях пород массива. Минерал высоко железистый (f 66,5—81,4% в гранодиоритах; 63,2—69,1% в гранит-порфирах и 65,8—69,7% в среднезернистых гранитах); с повышенными содержаниями TiO_2 (соответственно, 2,06—4,79; 2,99—5,28 и 3,56—4,56%) и невысокими Cl (в среднем, 0,19; 0,35 и 0,16%) (табл. 2). По соотношениям F/OH—Mg/Fe минерал отвечает биотиту произ-

1. Средние химические составы пироксенов из магматических пород Някунинского и Тобычанского массивов

Компоненты	Массивы				
	Някунинский			Тобычанский	
	Гранодиорит мелкозернистый I фазы		Гранит-порфир II фазы	Гранит среднезернистый III фазы	Грейзен
	OPy (2)	Py (7)	OPy (14)	Py (1)	Py (14)
SiO ₂	50,45—51,54 51,00	50,05—51,92 50,97	46,77—53,25 49,82	50,62	49,88—52,33 51,23
TiO ₂	0,15—0,26 0,21	0,03—0,16 0,08	0,06—0,29 0,15	0,11	0,10—0,12 0,11
Al ₂ O ₃	0,28—0,41 0,35	0—0,61 0,25	0,02—1,90 0,65	1,03	0,92—1,13 1,00
Cr ₂ O ₃	0,06—0,07 0,06	0—0,01 0	0—0,08 0,02	0,66	0—0,02 0,01
FeO	25,13—32,00 28,58	14,03—15,45 14,43	26,74—38,46 32,95	15,28	15,50—16,01 15,76
MnO	0,53—0,68 0,61	0,34—0,69 0,53	0,52—1,97 1,02	0,67	0,63—0,78 0,69
MgO	13,95—18,79 16,22	9,41—11,40 10,36	9,72—18,02 13,21	8,86	8,12—8,66 8,40
CaO	0,93—1,32 1,13	20,75—21,90 21,39	0,10—2,07 0,93	21,38	21,28—21,59 21,47
K ₂ O	0,01—0,03 0,02	0—0,02 0,01	0—0,02 0,01	0	0—0,01 0
Wo	2,07—2,80 2,44	43,82—47,39 45,48	0,22—5,30 2,07	46,86	46,80—47,64 47,24
En	42,28—55,52 48,90	28,32—32,94 30,58	31,13—51,12 39,90	27,01	25,28—26,11 25,69
Fs	41,67—55,65 48,66	22,98—25,46 23,94	45,53—67,45 58,03	26,14	26,90—27,21 27,07
f	42,9—56,8 49,9	41,2—46,2 44,0	47,1—68,4 58,6	49,2	50,9—51,7 51,3

Примечание. В таблицах 1—5 составы минералов определены рентгеноспектральным методом на микроанализаторе «Самевах-місго» в ИГАБМ СО РАН, аналитик — С.П.Роев. Числитель — колебание оксидов, знаменатель — среднее содержание; в скобках — число проб; 0 — содержание компонента ниже предела обнаружения; f — железистость.

водных корово-мантийных и мантийно-коровых расплавов (рис. 2). Во всех породах кристаллизация биотита проходила при умеренных до низких температурах (от 730 до 620 С), средних значениях фугитивности кислорода ($\log f \text{ O}_2$ 15,6—17,5), рассчитанных по работе [6]. Активность летучих была максимальной при становлении пород I и II фаз, и резко снижалась к заключительной ($\log f \text{ H}_2\text{O}$ 2,2—2,7 для I; 2,9 — для II и 1,5—1,7 — для III фазы; $\log f \text{ HCl}$, соответственно, 1,9—3,2; 2,5 и 1,3—1,5; $\log f \text{ HF}$ — 1,28; 1,22 и 2,3—2,6, рассчитано по работе [14]). Для пород I фазы и, особенно, преобладающей II, параметры флюидного режима кристаллизации близки таким золотоносным рудно-магматических систем региона [10].

Среди акцессорных минералов установлены ильменит, гранат, апатит, циркон. Ильменит в гранодиоритах пред-

ставлен высокотемпературной высокомагнезиальной (MgO 11,6—12,3%) и низкотемпературной марганцовистой (Mn O 2,7—6,5%) модификациями; в остальных породах — только низкотемпературной: в среднем Mn O 4,4% в ильменитах гранит-порфиров и 5,4% — среднезернистых гранитов (см. табл. 2). Последние обладают и минимальными содержаниями MgO (0,02—0,14%). Апатит гранодиоритов содержит Cl 0,56—0,43%; в гранит-порфирах встречаются единичные зерна высокотемпературного Cl-апатита (Cl 1,3—1,4%); минерал среднезернистых гранитов отличается минимальными содержаниями Cl 0,06%. Циркон во всех породах обладает низкими изменяющимися значениями HfO₂ (0,72—1,34; 0,4—0,8 и 0,49—1,38%) и, соответственно, высокими, типичными для цирконов габбро-гранитных серий значениями ZrO₂/HfO₂ до 138, 165 и 135 в породах I, II и III фаз, соответственно

2. Средние химические составы биотитов, ильменитов и цирконов из магматических пород Някуйинского и Тобычанского массивов

Компоненты	Массивы					Тобычанский				
	Някуйинский		Гранит-порфир II фазы		Гранодиорит-порфир II фазы	Диоритовый порфир II фазы	Гранит среднезернистый III фазы	Гранит среднезернистый	Грейзен с кварцами	Аплитовидный гранит
<i>Биотиты</i>										
SiO ₂	36,19 36,52	36,02 36,52	36,05 36,57	36,93 36,57	36,05—36,98	36,02—37,32	36,01—36,99 36,49	36,20—36,99 36,59	—	—
TiO ₂	2,06 4,05	4,79	2,99 4,05	5,28	2,96—5,29 3,89	4,15—4,39 4,27	3,56—4,56 4,32	3,28—4,58 4,13	—	—
Al ₂ O ₃	13,75 15,18	15,87	13,16 14,33	16,92	12,58—15,06 13,75	15,81—15,82 15,81	13,46—16,37 15,41	15,59—17,20 16,18	—	—
Cr ₂ O ₃	0 0,01	0,02	0 0,02	0,11	0—0,12 0,03	0—0,01 0	0—0,03 0,01	0—0,04 0,01	—	—
FeO	22,89 24,46	28,17	21,66 24,11	25,36	23,16—25,65 24,60	23,01—23,25 23,13	21,56—23,33 22,68	21,69—23,27 22,62	—	—
MnO	0,17 0,39	0,81	0,15 0,30	0,44	0,17—0,40 0,30	0,24—0,31 0,27	0,12—0,34 0,25	0,23—0,38 0,30	—	—
MgO	3,62 5,86	6,53	6,28 6,80	7,29	6,54—7,48 7,05	5,77—6,17 5,97	5,49—7,87 6,16	5,63—6,49 6,19	—	—
CaO	0 0,02	0,04	0,01 0,03	0,09	0,01—0,06 0,03	0—0,04 0,02	0—0,05 0,01	0—0,06 0,02	—	—
Na ₂ O	0,29 0,45	0,62	0 0,39	0,62	0,20—0,74 0,48	0,26—0,42 0,34	0,22—0,66 0,41	0—0,58 0,34	—	—
K ₂ O	9,19 9,43	9,58	8,89 9,36	9,82	8,60—9,67 9,17	9,07—9,73 9,40	9,04—9,99 9,70	9,03—9,98 9,68	—	—
Cl	0,09 0,19	0,32	0,11—0,84 0,35	0,83	0,23—0,83 0,45	0,17—0,19 0,18	0,11—0,74 0,16	0,14—0,27 0,17	—	—
F _{расч.}	1,54 1,87	2,14	0,82 1,91	2,46	1,50—2,55 1,99	1,67—1,92 1,80	1,68—2,55 2,16	1,35—2,10 1,75	—	—
f	66,5 70,1	81,4	64,8 66,6	68,4	63,2—68,8 66,2	67,9—69,1 68,5	65,9—69,7 67,4	65,8—69,7 67,2	—	—
Число проб	5		20	12	2	2	2	23	—	—

Продолжение табл. 2

Компоненты	Массивы				Тобычанский		
	Някунинский						
Гранодиорит мелкозернистый I фазы	Гранит-порфир II фазы	Гранодиорит-порфир II фазы	Диоритовый порфирит II фазы	Гранит среднезернистый III фазы	Гранит среднезернистый	Грейзен с Cr-Ti жилой	Апилитовидный гранит
<i>Ильмениты</i>							
SiO ₂	0	0—0,05 0,01	0	—	0—0,47 0,09	0	0—0,05 0,03
TiO ₂	48,81—53,16 50,84	49,00—53,77 52,03	50,12—54,02 51,20	—	53,21—54,40 53,75	53,33—54,74 53,89	52,57—54,04 53,32
Al ₂ O ₃	0—0,81 0,12	0—0,12 0,03	0—0,32 0,02	—	0—0,26 0,05	0—0,09 0,03	0—0,03 0,01
Cr ₂ O ₃	0,02—0,80 0,24	0—0,20 0,07	0—0,16 0,03	—	0—0,15 0,06	0,01—0,14 0,07	0—0,14 0,06
FeO	22,58—46,08 38,02	39,04—44,49 41,53	37,60—43,93 41,07	—	36,56—40,96 38,09	39,31—43,72 41,57	41,95—43,10 42,53
Fe ₂ O ₃	0—14,09 2,63	0—0,85 0,08	0—0,85 0,57	—	0	0	0
MnO	0,26—6,49 3,11	0,72—7,20 4,41	1,96—7,83 4,70	—	2,57—7,16 5,41	2,05—6,26 4,04	3,39—5,47 4,31
MgO	0—12,31 3,04	0—0,89 0,23	0—0,33 0,13	—	0,02—0,14 0,07	0,04—0,10 0,07	0,05—0,11 0,07
CaO	0—0,04 0,01	0,01—0,38 0,04	0—0,55 0,05	—	0—0,03 0,01	0—0,02 0,01	0,01—0,04 0,02
Na ₂ O	0—0,14 0,03	0—0,09 0,02	0—5,00 0,32	—	0—0,07 0,04	0—0,04 0,01	0
K ₂ O	0—0,02 0	0—0,02 0	0	—	0	0	0
Число проб	16	12	18	—	6	5	4

Продолжение табл. 2

Компоненты	Массивы				Тобычанский		
	Нижнининский						
Гранодиорит мелко-зернистый I фазы	Гранит-порфир II фазы	Гранодиорит-порфир II фазы	Диоритовый порфирит II фазы	Гранит средне-зернистый III фазы	Гранит средне-зернистый	Грейзен с с-ти жилой	Аплитовидный гранит
<i>Цирконы</i>							
HfO ₂	0,72—1,34 0,96	0,40—1,81 1,01	0,48—1,62 1,00	0,62—1,26 0,87	0,49—1,38 0,94	0,52—1,43 1,01	— 0,96
ZrO ₂	57,81—67,26 64,47	63,62—68,21 64,75	62,46—68,64 65,39	63,96—66,94 65,05	65,17—67,00 66,09	61,65—66,89 64,68	— 66,83
SiO ₂	31,24—33,70 35,85	30,23—32,75 31,18	30,74—33,45 31,96	31,21—33,49 32,62	31,18—32,58 31,84	31,11—34,20 32,60	— 31,23—32,52 32,08
P ₂ O ₅	0,01—1,58 0,16	0—0,38 0,17	0—0,41 0,12	0—0,41 0,08	0,05—0,65 0,18	0—0,44 0,16	— 0,07—0,29 0,17
Y ₂ O ₃	0—2,77 0,23	0—1,66 0,28	0,02—1,33 0,21	0—0,33 0,10	0—0,50 0,16	0—0,51 0,13	— 0,01—0,35 0,13
Yb ₂ O ₃	0—0,63 0,13	0—0,23 0,06	0—0,24 0,06	0—0,16 0,08	0—0,13 0,05	0—0,34 0,10	— 0,05
UO ₂	0—6,59 0,36	0—1,96 0,08	0—0,55 0,02	0	0—0,05 0	0—2,89 0,06	— 0
ThO ₂	0—0,04 0	0—0,41 0,01	0—0,50 0,01	0—0,29 0,01	0—0,27 0,02	0—0,04 0	— 0—0,01 0
ZrO ₂ /HfO ₂	45,88—102,68 69,56	35,15—164,83 71,24	40,27—137,87 70,53	50,85—114,89 77,73	48,51—134,76 76,65	44,48—126,56 67,06	— 51,47—125,90 75,29
Число проб	27	67	63	23	20	55	— 17

Примечание. F_{расч.} — фактор рассчитан по [12].

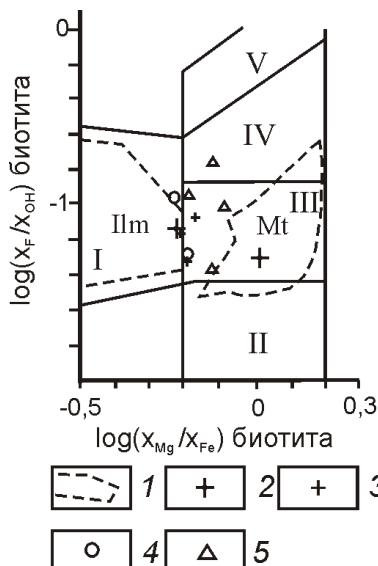


Рис. 2. Соотношение F/OH—Mg/Fe в биотитах гранитоидов Някунинского и Тобычанского массивов:

поля диаграммы [13] — биотиты, кристаллизующиеся из расплавов: I — сформированных по морским метаосадкам, II — первичных океанических, III — корово-мантийных, IV — мантийно-коровых, V — высокодифференцированных коровых анатектических; 1 — поля ильменитовых Ilm и магнетитовых Mt серий гранитоидов; Някунинский массив: 2 — гранит-порфиры, 3 — граниты; Тобычанский массив: 4 — граниты, 5 — грейзены

ным особенностям породам расположенного в 5 км южнее **Тобычанского массива**. Плагиоклаз в гранитах Тобычанского массива также имеет плохо проявленную зональность, биотит — высокожелезистый (65,8—69,7%), с содержаниями Cl 0,14—0,27% и F 0,36—0,54% (см. табл. 2). По соотношениям F/OH—Mg/Fe он также отвечает биотитам производных корово-мантийных расплавов (см. рис. 3). Кристаллизовался биотит при температуре 750—700 С, умеренной активности кислорода ($\log fO_2$ 16,2—16,8), высокой — воды и HCl ($\log fH_2O$ 2,7—2,8; $\log fHCl$ 2,3—2,7) и низкой — HF ($\log fHF$ 0,96—0,99), т.е. при параметрах флюидного режима, близких таковым золотоносных систем [10]. Апатит гранитов характеризуется низкими содержаниями Cl 0,16%; гранат — высокими значениями пиропового минала 15,4—18,1% (см. табл. 5); циркон обеднен HfO_2 0,52—1,43% при высоких ZrO_2/HfO_2 до 127 (см. табл. 3). Таким образом, приведенные типоморфные особенности минералов гранитов Тобычанского массива (биотит, гранат, циркон) указывают на нижнекоровое или мантийно-коровое их происхождение.

По петрохимическому составу граниты Тобычанского массива характеризуются повышенной щелочностью и принадлежат к умеренно- и повышеннокалиевым магматическим сериям (см. рисунки 3, 4). В их нормативном составе альбит обычно незначительно преобладает над ортоклазом. На диаграмме геодинамических обстановок (см. рис. 5) точки составов гранитов массива расположены в полях синеклизаационных и позднеорогенных образований.

Металлогеническая специализация исследованных гранитоидов. Мелкозернистые гранодиориты и гранит-по-

(см. табл. 2) [5]. Гранат представлен пироп-альмандином (6—24% Py), при этом во всех породах максимальные значения пироповой составляющей (18,3; 24,2 и 18,7%) отвечают таковым в гранатах производных нижнекоровых расплавов (табл. 3) [3].

Петрохимический состав мелкозернистых гранодиоритов I фазы характеризуется преобладанием Na_2O над K_2O (Na_2O/K_2O 1,71) и повышенной глиноземистостью ASI 1,18 (рис. 3, табл. 4). В нормативном составе альбит преобладает над ортоклазом. Породы принадлежат к известково-щелочной магматической серии (рис. 4) [4], и на диаграмме геодинамических обстановок формирования пород [11] фигуративные точки составов гранодиоритов попадают в поле, отвечающее геодинамической обстановке доплитной коллизии (рис. 5). По соотношениям петроенных оксидов и геохимическим особенностям (CaO 3,10%, Na_2O 3,70%, Sr 325 г/т) (см. табл. 4) породы близки к гранитоидам I-типа с некоторыми чертами (ASI 1,18) гранитоидов S-типа [7], а по распределению элементов-примесей (Va 550, Sr 325 и Ni 15 г/т) они относятся к гранитоидам андезитового ряда, с которыми часто ассоциирует золотое оруденение [9].

Следующие за ними **гранит-порфиры** II фазы также относятся к умеренно калиево-известково-щелочной серии, но при близких значениях Na_2O и K_2O (CaO 1,80%, Na_2O 3,25%, Sr 202 г/т, ASI 1,20), и отвечают по большинству параметров гранитоидам S-типа (см. табл. 4). Становление их проходило в синеклизаационный этап развития территории (см. рис. 5).

Среднезернистые граниты III фазы при близости остальных петрохимических параметров отличаются более высокой калиевостью (известково-щелочная, с отклонением к субщелочной магматической серии); CaO 1,85%, Sr 205 г/т, ASI 1,05 и образуются в условиях перехода от синеклизаационной к позднеорогенной обстановке, при этом породы имеют специфику промежуточного состава между гранитоидами I- и S-типов гранитов. Соответственно, расчетное давление в очагах магмогенерации [1] уменьшается в среднем от 1060 МПа для гранодиоритов I фазы, до 770 МПа для гранит-порфиров II фазы, и далее наблюдается некоторое его увеличение до 900 МПа для среднезернистых гранитов.

Среднезернистые граниты заключительной фазы Някунинского массива близки по составу и структурно-текстур-

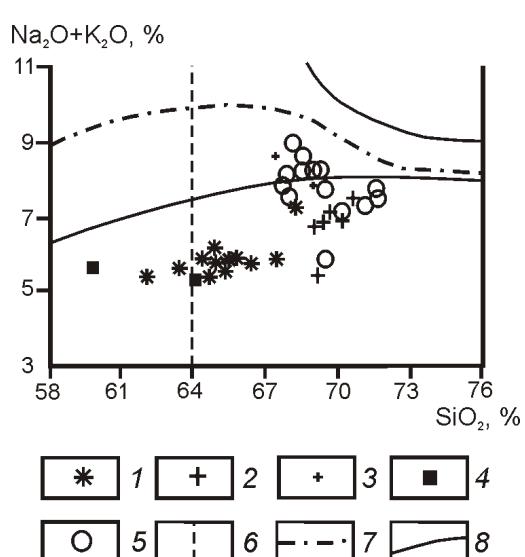


Рис. 3. Классификационная диаграмма магматических горных пород Някунинского и Тобычанского массивов [4]:

Някунинский массив: 1 — гранодиориты I фазы, 2 — гранит-порфиры II фазы, 3 — среднезернистые граниты III фазы, 4 — диоритовые порфириты; 5 — граниты Тобычанского массива; 6 — границы разделения магматических горных пород на группы по содержанию кремнезема; 7 — нижняя граница поля распространения бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 8 — область распространения субщелочных пород

фиры обладают повышенными средними содержаниями Au 8,6 и 10,7 мг/т (см. табл. 4), с уменьшением Au до близкого клараку в среднезернистых гранитах 3,8 мг/т. Во вмещающих глинистых сланцах среднее содержание Au 6,3 мг/т и резко возрастает до 20,4 мг/т в процессе их окварцевания. Таким образом, параметры кристаллизации гранитоидов Някуньинского массива и геохимические особенности магматитов и вмещающих пород указывают на возможность обнаружения в связи с ними и золоторудных проявлений. Они в настоящее время известны только в восточном экзоконтакте Тобычанского массива, объединенного с Някуньинским общим ореолом контактового метаморфизма. В гранитах данного массива среднее содержание Au 4,8 мг/т и резко снижается при их постмагматическом преобразовании

3. Средние химические составы и минальные количества в гранатах из магматических пород Някуньинского и Тобычанского массивов

Компоненты	Массивы			
	Някуньинский			Тобычанский
	Гранодиорит мелкозернистый I фазы	Гранит-порфир II фазы	Гранит среднезернистый III фазы	Гранит среднезернистый
SiO ₂	<u>35,98—37,09</u> 36,63	<u>36,02—37,10</u> 36,56	<u>36,44—37,17</u> 36,76	<u>36,73—37,04</u> 36,89
TiO ₂	<u>0,04—0,11</u> 0,08	<u>0—0,24</u> 0,08	<u>0—0,06</u> 0,03	<u>0—0,03</u> 0,02
Al ₂ O ₃	<u>20,87—21,44</u> 21,20	<u>20,48—21,66</u> 21,17	<u>21,01—21,64</u> 21,24	<u>21,04—21,24</u> 21,13
Cr ₂ O ₃	<u>0—0,06</u> 0,02	<u>0—0,06</u> 0,03	<u>0—0,05</u> 0,02	<u>0—0,03</u> 0,02
FeO	<u>30,49—32,78</u> 31,72	<u>30,34—32,88</u> 31,51	<u>32,52—31,19</u> 31,70	<u>31,68—33,22</u> 32,51
MnO	<u>2,29—4,73</u> 2,85	<u>0,67—7,21</u> 3,45	<u>1,88—4,40</u> 3,39	<u>1,70—2,24</u> 1,89
MgO	<u>2,53—4,35</u> 3,65	<u>1,35—6,18</u> 3,43	<u>2,61—4,26</u> 3,40	<u>3,76—4,45</u> 4,01
CaO	<u>1,36—2,35</u> 1,77	<u>0,87—3,76</u> 1,76	<u>1,73—2,14</u> 1,94	<u>1,53—1,66</u> 1,55
Na ₂ O	<u>0—0,10</u> 0,04	<u>0—0,11</u> 0,02	<u>0—0,01</u> 0	0
K ₂ O	<u>0—0,01</u> 0	<u>0—0,06</u> 0,01	<u>0—0,01</u> 0	<u>0—0,01</u> 0,01
Alm	<u>70,26—75,58</u> 73,20	<u>68,97—77,32</u> 72,76	<u>71,47—73,83</u> 72,66	<u>72,17—76,13</u> 74,78
Py	<u>10,58—17,66</u> 14,03	<u>5,69—24,66</u> 14,03	<u>10,77—17,15</u> 13,83	<u>15,37—18,08</u> 16,39
Sp	<u>5,30—11,22</u> 6,67	<u>1,51—17,33</u> 8,12	<u>4,20—10,32</u> 7,88	<u>3,99—5,18</u> 4,39
Gr	<u>3,68—6,59</u> 4,93	<u>1,98—10,56</u> 4,86	<u>4,87—6,10</u> 5,52	<u>4,41—4,75</u> 4,56
Ad	<u>0,07—0,21</u> 0,14	<u>0—0,44</u> 0,15	<u>0—0,11</u> 0,05	<u>0—0,05</u> 0,03
Uv	<u>0—0,21</u> 0,08	<u>0—0,19</u> 0,08	<u>0—0,16</u> 0,07	<u>0—0,08</u> 0,05
Число проб	3	14	8	3

(в среднем до 1,5 мг/т) с переотложением в пределах экзоконтактового ореола массива. Установлено накопление Au в грейзенах 11,8 мг/т и в пегматитах 7 мг/т.

Средние содержания Sn в породах Някуньинского массива изменяются от близких к клараковому в ранних гранодиоритах 3,8 г/т до значительно превышающих его в преобладающих гранит-порфирах 9,4 г/т и среднезернистых гранитах 6,8 г/т. Максимально обогащены Sn участки гранит-порфиров, подверженные процессам грейзенизации (34 г/т). При кристаллизации гранит-порфиров происходил интенсивный вынос Sn во вмещающие породы, где содержание его в сульфидизированных алевролитах превышает 100 г/т. Кроме того, здесь развиты сульфидные жилы мощностью до 1 м, приуроченные, как правило, к сильно

4. Химический состав магматических пород Някунинского и Тобычанского массивов

Компоненты	Массивы					Типовые гранитоиды I-типа	Типовые гранитоиды S-типа
	Някунинский				Тобычанский		
	Гранодиорит I фазы	Гранит-порфир II фазы	Диоритовый порфирит II фазы	Гранит III фазы	Гранит		
SiO ₂ , %	65,53	68,85	62,00	68,27	69,43	69,17	70,27
TiO ₂	0,25	0,41	0,67	0,40	0,53	0,43	0,48
Al ₂ O ₃	16,52	14,81	16,32	15,09	14,95	14,33	14,10
Fe ₂ O ₃	1,25	1,20	1,04	2,90	0,76	1,04	0,56
FeO	2,39	2,49	3,97	1,44	2,67	2,29	2,87
MnO	0,10	0,09	0,10	0,07	0,05	0,07	0,06
MgO	1,77	1,01	2,60	0,86	0,91	1,42	1,42
CaO	3,10	1,80	3,98	1,85	1,75	3,20	2,03
Na ₂ O	3,70	3,25	3,47	3,51	3,37	3,13	2,41
K ₂ O	2,16	3,34	2,01	4,77	4,35	3,40	3,96
F	0,05	0,08	0,09	0,15	0,17	Нет данных	
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,14	0,22	0,25	0,11	0,15
S	0,04	0,02	Не обн.	0,04	0,005	Нет данных	
Число проб	13	7	2	2	14	«	«
Li, г/т	26	37	42	49	109	«	«
Rb	39	84	77	81	197	151	217
B	36	62	54	45	54		
Sr	325	202	250	205	184	247	120
Ba	548	1004	804	707	551	538	468
Sn	3,78	9,39	9,04	6,83	8,78		
Pb	20	21	11	33	35	19	27
Zn	105	76	89	50	78	49	62
Au, мг/т	8,61	10,74	2,14	3,80	4,82	Нет данных	
V, г/т	53	31	67	51	48	60	56
Co	8	8	9	6	7	Нет данных	
Ni	15	15	16	13	11	7	13
Sc	17	16	23	—	12	13	56
Y	34	43	37	33	52	28	32
Число проб	23	37	10	6	20	Нет данных	
ASI	1,18	1,20	1,08	1,05	1,11	0,69—1,10	1,01—1,99
K/Rb	460	330	217	489	183	187	151
Rb/Sr	0,12	0,42	0,31	0,40	1,07	0,61	1,81
Rb/Ba	0,07	0,08	0,10	0,11	0,36	0,28	0,46

Примечание. Все анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН: химические анализы пород Д.А.Кулагиной, Li, Rb Н.И.Кусковой; элементы-примеси определены атомно-эмиссионным методом; аналитики Л.М.Щербина, С.Г.Щелчкова, Л.С.Сукнева, Н.Н.Олейникова, Н.М.Таюрская; ASI — индекс насыщенности алюминием, Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO); типовые гранитоиды по [15].

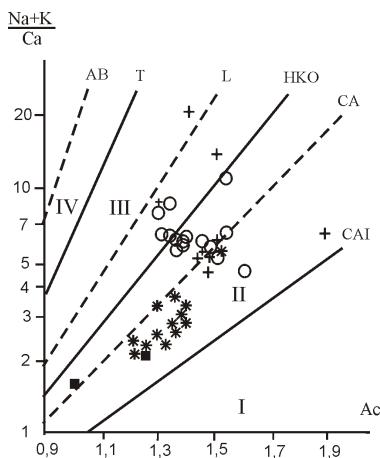


Рис. 4. Петрохимические серии магматических пород Някунинского и Тобычанского массивов:

тренды петрохимических серий [2]: CAI — известковой низкощелочной, CA — известково-щелочной, HKO — высококалиево-орогенной, L — латитовой, T — трахитовой, AB — щелочно-базальтовой; поля щелочности и группы серий: I — известковое (низкокалиевая толеитовая); II — известково-щелочное (среднекалиевая и повышеннокалиевая); III — субщелочное (высококалиевая), IV — щелочное (базальтовая); см. услов. обозн. к рис. 3

окварцованным дробленым дайкам гранит-порфиров (см. рис. 1). Повышенные содержания и высокая дисперсия распределения олова в различных породах Някунинского массива являются признаками возможного значимого оловянного оруденения, что, в частности, подтверждается наличием оловянного проявления Шумного, локализованного в дробленой дайке сульфидизированных гранит-порфиров, в рудах которого, по данным Д.И.Троицкого (1980), содержание Sn достигает 1,8%. В Тобычанском массиве в северо-восточном эндоконтакте к зонам грейзенизации

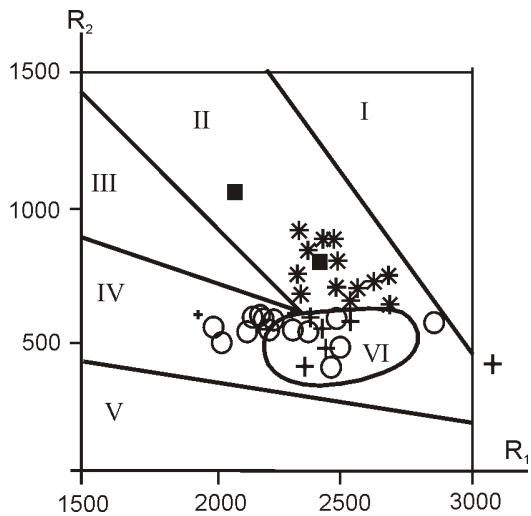


Рис. 5. Геодинамические обстановки формирования магматических пород Някунинского и Тобычанского массивов:

поля диаграммы [10]: I — производные мантийных магм, II — доплитной коллизии, III — постколлизионного воздымания, IV — позднеорогенного, V — аниорогенного, VI — синколлизионного этапов развития территории; $R_1 = 4Si / 11(Na + K) \cdot 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca / 2Mg + Al$; см. услов. обозн. к рис. 3

приурочены многочисленные маломощные кварц-касситеритовые жилы с содержанием SnO_2 до 0,5%.

Из изложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Установлено трехфазное строение Някунинского массива. Его образование начинается с формирования мелкозернистых гранодиоритов натровой щелочности, относившихся ранее к заключительной II фазе внедрения, и завершается впервые выявленными средне- и крупнозернистыми гранитами, аналогами пород расположенного рядом Тобычанского массива.

2. По типоморфным особенностям составов пород и минералов магматические образования имеют мантийно-коровье до нижнекорового происхождение и относятся к гранитоидами IS-типа.

3. На основании особенностей химического состава пород по параметрам, предложенным Р.Батчелором и П.Боудэном [11], предполагается, что становление Някунинского и Тобычанского массивов происходило в различных геодинамических режимах — от доплитной коллизии до позднеорогенного этапов, и, вероятно, имело длительную историю.

4. Гранитоиды Някунинского и Тобычанского массивов по содержанию летучих компонентов, параметрам флюидного режима, распределению золота и олова обладают явными признаками потенциальной золото- и оловоносности и в связи с ними можно ожидать рудные проявления обоих металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. —Л.: Недра, 1978.
- Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. —М.: Наука, 1987.
- Ермолов П.В., Изюх А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 1. С. 208—211.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. —М.: Недра, 1981.
- Ляхович В.В. Аксессорные минералы горных пород. —М.: Недра, 1979.
- Негрей Е.В. Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. —М.: Наука, 1983.
- Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. —М.: Роскомнедра, 1992.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги северо-востока Азии. —Новосибирск: Наука, 1984.
- Таусон Л.И. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. —М.: Наука, 1977.
- Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. —Новосибирск: Наука, 1992.
- Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chem. Geol. 1985. Vol. 48. P. 43—55.
- Bruylants H., Westhuizen W.A., Schoch A.E. The estimation of FeO , F , H_2O by regression in microprobe analyses of natural biotite // J. trace and microprobe techniques. 1983. Vol. 1. № 4. P. 399—413.
- Brimhall G.N., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy. —Michigan, 1987. Vol. 17. P. 235—321.
- Munoz J.L., Swenson A. Chloride — hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids // Econ. Geol. 1981. Vol. 76. P. 2212—2221.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 95. P. 325—343.
- White A.J., Chappell B.W. Ultra-metamorphism and granitoid genesis // Tectonophysics. 1977. Vol. 43. № 4. P. 191—212.

Типоморфизм цирконов пород Эликчанского магматического узла как отражение условий генерации и эволюции материнских расплавов

Т.С.ХАБИБУЛЛИНА

Эликчанский магматический узел расположен в пределах Северного пояса гранитных батолитов на стыке трех структур с разными геодинамическими режимами — Полоусненской преддуговой, Таставхской аккреционной и Уяндинской островодужной зон Верхояно-Колымских мезозойд [3] (рис. 1), что определило сложность геологического строения и разнообразие магматических проявлений в его пределах. Магматическая деятельность начинается в юре внедрением штокообразных тел и даек габбро и габбро-диабазов, за которыми следует интенсивное развитие позднеюрских—раннемеловых вулканитов пестрого состава от андезито-базальтов до риодакитов эликчанской вулканогенно-осадочной толщи [4]. По геологическим и петрохимическим данным в ней выделяются три подтолщи: 1) прослеживается в виде фрагментов вдоль юго-западного контакта Эликчанского массива и несет следы контактового взаимодействия с его породами; состоит из пластов (мощность 2—60 м) кластолов и покровов андезито-дацитов, андезитов, андезито-базальтов, плагиодакитов, дацитов, туфов и игнимбритов; суммарная мощность 195 м; 2) наращивает разрез первой толщи, выполняя грабен, расположенный в непосредственной близости от массива, и имеет тектонический контакт как с ней, так и с эндоконтактной зоной массива; состоит из чередующихся покровов (мощность 8—2 м) риодакитов, риолитов, горизонтов покровов их кластолов; суммарная мощность 316 м; 3) представлена 50-метровым покровом андезито-дацитов с 10-метровым покровом андезито-базальтов в кровле; несогласно залегает на юрских отложениях к югу от Эликчанского массива.

Эликчанский гранитный массив площадью выхода 280 км² приурочен к крупному тектоническому разлому северо-западного простирания и вытянут вдоль него на 40 км. Массив прорывает ранне-, среднеюрские терригенные породы и раннемеловые вулканиты первой подтолщи, частично перекрыт второй ее подтолщиной и вместе с ними интрудирован дайками щелочно-полевошпатовых гранитов и гранит-порфиров. Химический состав гранитоидов массива и субвулканических гранитов характеризуется повышенной калиевой щелочностью, а распределение в них элементов-примесей имеет четко выраженный латитовый уклон [4, 5]. Завершается магматизм Эликчанского узла образованием позднемеловых покровов андезитов и андезито-базальтов. Высокая магматическая активность на протяжении всей меловой эпохи свидетельствует о сохранении условий повышенной проницаемости коры.

Для уточнения генезиса магматических пород Эликчанского узла были изучены типоморфные особенности их цирконовых популяций с помощью метода [7], положительно зарекомендовавшего себя при решении подобных задач [6]. С этой целью были опробованы андезито-дациты первой догранитоидной подтолщи эликчанской толщи (O-265/1), гранодиорит-порфиры эндоконтакта массива (O-196/12), граниты основной его фации (O-266), а также гранодиорит-порфиры дайки, секущей массив (K-27/11). Состав цирконов определялся автором в ИГАБМ СО РАН на микронализаторе CAMEBAX-Micro по нескольким

кристаллам каждого установленного морфотипа. Результаты изучения типоморфизма цирконов представлены в таблице и на рисунках 2, 3.

Популяция цирконов андезито-дацитов характеризуется средне- и высокощелочными высокотемпературными морфотипами: D~10%, J₅₋₄~40%, J₃~50% при среднестатистических по популяции показателях IA (индекс агпантности) 490, IT (индекс температуры) 800 и T_{ср.кристал.} 900 С (см. рис. 2, А). По отсутствию более низкотемпературных морфотипов цирконов в популяции можно предполагать последовавшее при T 900 С излияние с быстрой кристаллизацией расплава при формировании покрова.

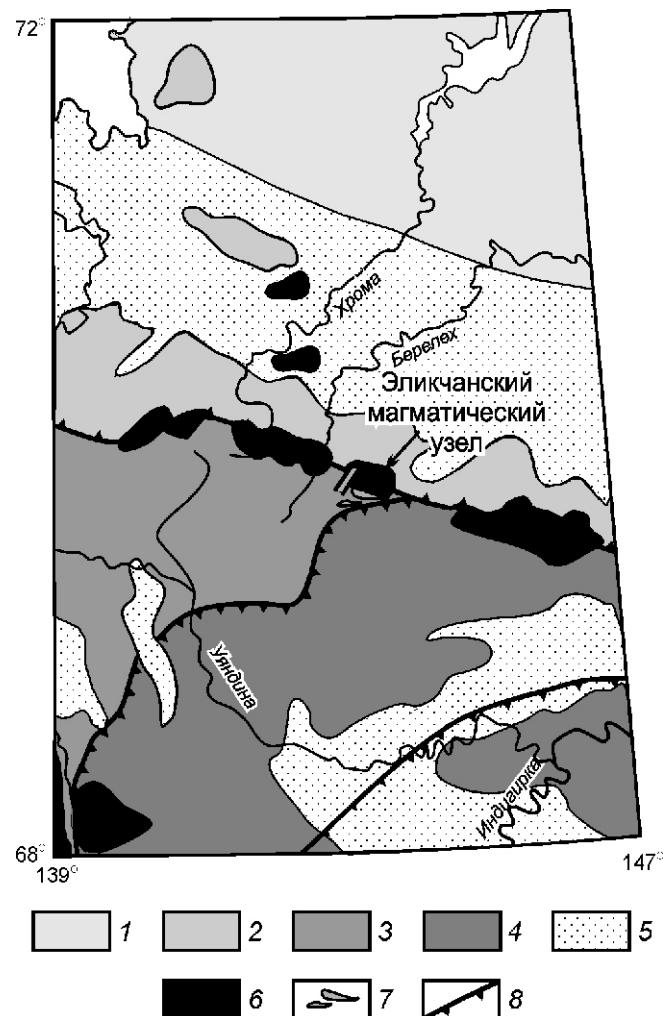


Рис. 1. Тектоническая схема региона [3] и расположение Эликчанского магматического узла:

тектонические зоны: 1 — Святоносская островодужная, 2 — Полоусненская преддуговая, 3 — Таставхская аккреционная, 4 — Уяндинская островодужная; 5 — наложенные кайнозойские впадины; 6 — гранитоидные массивы; 7 — вулканиты пестрого состава раннемеловой эликчанской вулканогенно-осадочной толщи; 8 — надвиги

Состав цирконов интрузивных и вулканических пород Эликтанского магматического узла

Морфотип	Зона	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
<i>Вмещающий андезито-дацит первой подтолщи</i>										
D n 3	C	67,08	0,00	0,00	0,00	31,23	0,00	1,20	0,01	56,86
	P	66,70	0,08	0,02	0,13	30,86	0,04	1,25	0,08	54,23
	G	67,27	0,00	0,00	0,00	31,13	0,00	1,34	0,00	51,16
J _{5,4} n 5	C	66,60	0,03	0,00	0,00	34,42	0,00	1,13	0,00	58,90
	P	66,37	0,01	0,01	0,00	34,62	0,00	1,27	0,00	52,65
	G	66,91	0,00	0,00	0,00	34,64	0,00	1,38	0,00	48,91
J ₃ n 5	C	66,87	0,01	0,02	0,00	31,39	0,00	1,31	0,00	51,05
	P	67,44	0,00	0,00	0,00	30,75	0,00	1,36	0,00	49,59
	G	66,85	0,01	0,00	0,00	31,22	0,00	1,41	0,00	47,41
<i>Гранодиорит-порфир (эндоконтактовая фация)</i>										
D/1 n 2	C	67,87	0,02	0,00	0,00	31,47	0,00	1,09	0,00	62,27
	P	68,55	0,04	0,00	0,00	30,71	0,00	1,40	0,00	48,96
	G	67,78	0,03	0,00	0,00	30,94	0,00	2,08	0,00	32,59
D n 10	C	66,45	0,01	0,02	0,02	31,94	0,00	1,08	0,02	62,37
	P	66,65	0,00	0,00	0,00	31,95	0,00	1,21	0,00	55,55
	G	66,43	0,01	0,00	0,00	32,15	0,00	1,30	0,00	51,32
J ₅ n 3	C	66,85	0,03	0,00	0,00	34,05	0,00	1,17	0,00	57,32
	P	66,84	0,01	0,09	0,00	34,03	0,00	1,36	0,01	49,47
	G	66,95	0,02	0,00	0,00	34,11	0,00	1,44	0,00	46,53
J ₄ n 6	C	66,33	0,01	0,00	0,00	32,06	0,00	1,16	0,00	57,91
	P	66,71	0,02	0,01	0,00	31,21	0,00	1,32	0,01	50,75
	G	66,90	0,01	0,00	0,00	30,59	0,00	1,43	0,00	46,90
J ₃ n 200	C	66,22	0,01	0,00	0,00	32,96	0,00	0,72	0,00	92,23
	P	66,52	0,03	0,00	0,00	32,56	0,00	0,84	0,00	79,28
	G	67,06	0,01	0,00	0,00	32,43	0,00	0,98	0,00	68,50
J ₃ n 6	C	66,07	0,02	0,00	0,00	32,86	0,00	0,87	0,00	78,75
	P	66,62	0,03	0,00	0,00	32,80	0,00	0,95	0,00	71,11
	G	66,56	0,02	0,00	0,00	32,51	0,00	1,09	0,00	62,01
J ₂ n 2	C	65,30	0,02	0,00	0,00	31,63	0,00	1,16	0,00	56,29
	P	65,28	0,00	0,00	0,00	31,61	0,00	1,24	0,00	52,65
	G	65,47	0,01	0,00	0,00	31,24	0,00	1,38	0,00	47,44
P _{5,4/1} n 2	C	60,15	0,18	0,00	0,55	31,18	0,00	4,28	0,21	14,05
	P	61,39	0,23	0,10	0,91	33,00	0,07	4,56	0,27	13,46
	G	59,47	0,13	0,00	0,70	32,49	0,11	5,20	0,19	11,44
P _{3/1} n 3	C	63,46	0,22	0,69	0,23	32,15	0,07	1,26	0,11	50,63
	P	64,07	0,22	0,28	0,15	32,58	0,00	1,68	0,05	39,50
	G	63,85	0,15	0,23	0,21	31,84	0,00	1,75	0,10	36,56

Продолжение таблицы

Морфотип	Зона	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
<i>Гранодиорит-порфир (эндоконтактовая фация)</i>										
Q ₅ n 2	C	65,59	0,04	0,00	0,00	33,26	0,00	1,20	0,06	54,66
	P	65,39	0,04	0,01	0,00	32,93	0,00	1,20	0,03	54,49
	G	64,80	0,08	0,00	0,00	33,65	0,00	1,31	0,05	49,47
Q ₄ n 2	C	66,81	0,00	0,02	0,00	32,43	0,00	1,11	0,03	60,53
	P	66,47	0,00	0,02	0,00	32,48	0,00	1,35	0,03	49,29
	G	67,16	0,00	0,00	0,00	32,40	0,00	1,44	0,04	46,64
S ₂₂₋₂₁ n 2	C	66,59	0,01	0,04	0,00	32,27	0,00	1,06	0,04	63,40
	P	66,41	0,02	0,03	0,00	32,64	0,00	1,16	0,06	59,07
	G	66,56	0,05	0,00	0,00	32,65	0,00	1,32	0,09	50,65
S ₁₃ n 2	C	66,55	0,02	0,01	0,00	31,88	0,00	1,08	0,01	62,34
	P	66,48	0,04	0,02	0,00	31,86	0,00	1,15	0,03	58,78
	G	58,82	0,03	0,01	0,00	28,59	0,00	1,14	0,01	46,52
<i>Граниты массива</i>										
D n 2	C	66,15	0,09	0,00	0,02	31,88	0,00	1,12	0,06	59,06
	P	66,17	0,01	0,00	0,00	31,83	0,00	1,23	0,04	53,80
	G	65,90	0,03	0,00	0,00	31,80	0,00	1,33	0,05	49,55
J ₅₋₄ n 2	C	66,22	0,02	0,02	0,00	32,39	0,00	0,95	0,00	69,93
	P	66,41	0,04	0,00	0,00	32,38	0,00	1,26	0,00	52,71
	G	65,67	0,02	0,00	0,00	32,15	0,00	1,29	0,00	50,91
Q ₅₋₄ n 2	C	66,13	0,00	0,00	0,00	31,37	0,02	1,02	0,06	65,30
	P	66,68	0,00	0,00	0,00	32,16	0,00	1,26	0,02	54,98
	G	66,26	0,00	0,00	0,00	32,02	0,07	1,34	0,06	50,91
Q ₅₋₄ n 175	C	66,15	0,00	0,00	0,00	32,09	0,00	0,87	0,06	75,69
	P	66,76	0,00	0,00	0,00	32,23	0,00	0,94	0,06	71,02
	G	66,07	0,00	0,00	0,00	32,75	0,00	1,04	0,06	63,53
Q ₃ n 2	C	68,79	0,06	0,00	0,00	31,04	0,00	1,05	0,01	65,51
	P	69,05	0,12	0,00	0,00	30,60	0,00	1,08	0,04	63,94
	G	68,88	0,11	0,00	0,00	30,77	0,00	1,39	0,05	49,55
S ₁₂ n 2	C	67,54	0,00	0,00	0,00	33,02	0,00	1,00	0,00	67,54
	P	66,67	0,02	0,00	0,00	33,29	0,00	1,02	0,00	65,36
	G	67,28	0,04	0,00	0,00	32,69	0,00	1,09	0,00	61,72
P ₅₋₄ n 2	C	66,17	0,08	0,07	0,00	33,23	0,00	1,17	0,00	59,03
	P	66,74	0,07	0,00	0,03	33,39	0,00	1,20	0,00	58,27
	G	66,75	0,00	0,01	0,00	33,26	0,00	1,38	0,00	49,16
P _{1-G₁} n 3	C	66,38	0,14	0,02	0,00	31,92	0,15	1,41	0,06	48,91
	P	64,85	0,06	0,00	0,06	32,24	0,00	1,72	0,05	37,88
	G	64,41	0,02	0,00	0,03	32,57	0,00	1,74	0,02	37,15

Морфотип	Зона	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
<i>Гранодиорит-порфиры секущей дайки</i>										
Q ₅ n 2	C	67,61	0,00	0,00	0,00	33,10	0,00	0,97	0,00	70,18
	P	68,35	0,00	0,00	0,00	32,85	0,00	1,00	0,00	68,60
	G	67,56	0,00	0,00	0,00	32,93	0,00	1,06	0,02	63,46
Q ₄ n 5	C	66,91	0,00	0,01	0,00	32,06	0,00	0,93	0,02	72,12
	P	66,97	0,00	0,00	0,00	32,10	0,00	1,03	0,01	65,30
	G	66,76	0,00	0,01	0,00	32,04	0,00	1,09	0,01	61,60
Q ₄ n 179	C	67,68	0,00	0,00	0,00	31,99	0,00	0,85	0,00	79,91
	P	67,05	0,00	0,00	0,00	32,18	0,00	0,94	0,00	71,03
	G	66,66	0,00	0,00	0,00	32,29	0,00	0,97	0,00	68,72
Q ₃ n 4	C	66,58	0,01	0,02	0,00	32,27	0,00	0,99	0,03	67,86
	P	66,59	0,05	0,01	0,00	32,21	0,00	1,18	0,03	56,92
	G	66,22	0,02	0,03	0,00	32,34	0,00	1,17	0,02	56,99
Q ₃ N20	C	64,71	0,00	0,03	0,00	32,48	0,00	0,86	0,02	75,07
	P1	64,53	0,00	0,00	0,00	32,46	0,00	0,93	0,06	69,61
	P	64,61	0,00	0,00	0,01	32,52	0,00	1,21	0,00	53,40
	G1	64,40	0,03	0,05	0,00	32,31	0,00	1,19	0,08	54,12
	G	65,20	0,02	0,00	0,00	32,31	0,00	1,31	0,03	49,77
S _{25—24} n 3	C	66,13	0,01	0,00	0,02	32,17	0,00	0,98	0,06	68,85
	P	66,05	0,01	0,01	0,00	32,49	0,00	1,16	0,01	58,68
	G	65,93	0,01	0,02	0,00	32,40	0,00	1,31	0,02	50,44
S ₂₃ n 4	C	68,45	0,07	0,00	0,00	32,37	0,00	0,86	0,02	80,06
	P	66,81	0,11	0,00	0,00	32,85	0,00	0,94	0,07	70,77
	G	66,58	0,02	0,02	0,00	32,78	0,00	1,28	0,00	52,02
S ₂₁	C	67,04	0,02	0,02	0,00	32,28	0,00	0,98	0,02	68,18
n 3	P	67,09	0,02	0,03	0,00	32,23	0,00	1,10	0,03	61,31
	G	67,03	0,01	0,03	0,00	32,55	0,00	1,14	0,04	59,24
S ₁₈ n 2	C	64,74	0,00	0,00	0,00	31,53	0,00	1,20	0,00	54,18
	P	65,25	0,05	0,02	0,00	31,45	0,00	1,24	0,02	52,85
	G	64,75	0,04	0,01	0,00	32,00	0,00	1,38	0,00	47,40
S ₁₇ n 3	C	65,77	0,08	0,00	0,00	32,20	0,00	1,07	0,00	60,67
	P	44,21	0,05	0,03	0,00	32,00	0,00	1,20	0,01	54,98
	G	65,93	0,02	0,01	0,05	31,93	0,00	1,24	0,00	53,59
S ₁₆ n 3	C	66,48	0,04	0,02	0,00	31,87	0,00	0,98	0,00	68,61
	P	65,61	0,00	0,00	0,00	32,01	0,00	1,12	0,00	58,77
	G	65,37	0,03	0,01	0,00	32,14	0,00	1,30	0,00	50,44

Морфотип	Зона	ZrO ₂	P ₂ O ₅	ThO ₂	UO ₃	SiO ₂	Y ₂ O ₃	HfO ₂	Yb ₂ O ₃	ZrO ₂ /HfO ₂
S ₁₃ n 2	C	66,88	0,07	0,00	0,00	32,09	0,00	0,94	0,00	70,85
	P	66,17	0,03	0,00	0,03	32,40	0,00	1,21	0,00	54,69
	G	66,16	0,01	0,00	0,00	32,46	0,00	1,23	0,00	53,79
S ₁₂ n 3	C	66,63	0,03	0,01	0,00	31,69	0,00	1,08	0,00	61,74
	P	65,91	0,05	0,00	0,06	31,68	0,00	1,21	0,02	54,89
	G	65,84	0,03	0,00	0,01	31,97	0,00	1,25	0,00	52,92
S ₁₁ n 6	C	66,09	0,04	0,00	0,00	31,96	0,00	1,06	0,00	62,78
	P	65,73	0,03	0,01	0,01	32,10	0,00	1,18	0,00	56,03
	G	66,16	0,03	0,03	0,04	31,91	0,00	0,22	0,00	49,75

Примечание. Анализы выполнены автором на рентгеновском микроанализаторе CAMEBAX-Micro в ИГАБМ СО РАН; зоны опробования: С — центр, Р — край призмы, G — край пирамиды кристалла; условие съемки: U — 20кв, I — 15 нА, стандарты — силикаты, оксиды и металлы; *n* — число проанализированных зерен

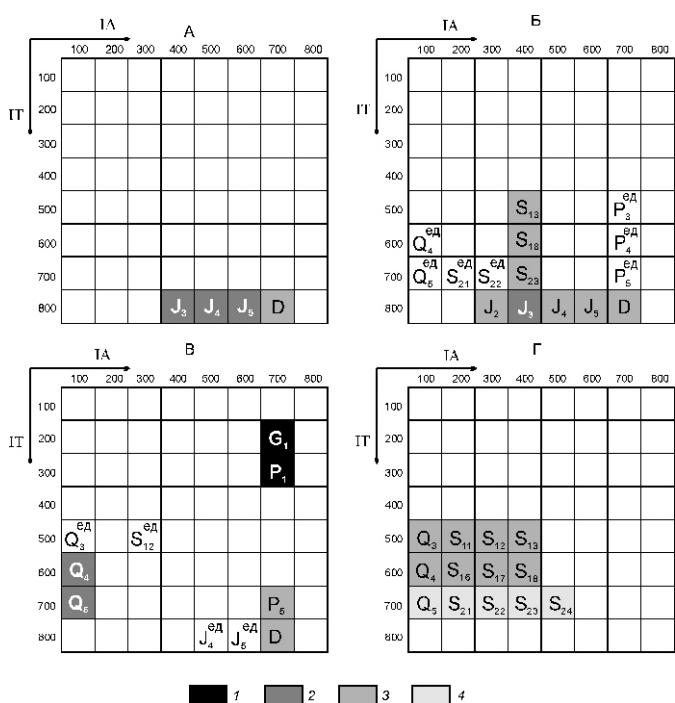


Рис. 2. Усредненные статистические диаграммы цирконовых популяций пород Эликчанского магматического узла:

А — андезито-дацитов догранитоидной первой подтолщи эликтанской вулканогенно-осадочной толщи: D~10%, J₅₋₄~40%, J₃~50%; IA 490, IT 800, $T_{\text{ср.кристал.}}$ ~900 С; Б — гранодиорит-порфиров эндоконтактовой фации массива: J₃~50%, J₂, J₄, J₅, S₂₃₋₁₈~ по 10%, D, S₁₃~ по 5%, Q₅, Q₄, P_{3/1}, P_{5-4/1}, D/1, S₂₁₋₂₂ — единичные знаки; IA 435, IT 770, $T_{\text{ср.кристал.}}$ ~880 С; В — гранитов главной фации массива: Q₄₋₅~30%, D~10%, P₅~5%, P_{1-G1}~55%, Q₃, J₅₋₄, S₁₂ — единичные знаки; IA 520, IT 450, $T_{\text{ср.кристал.}}$ ~725 С; Г — гранодиорит-порфиров постгранитоидной дайки (К-27/11): Q₃, S₁₁, S₁₂, S₁₃~ по 15%, Q₄, S₁₆, S₁₇, S₁₈~ по 7,5%, Q₅, S₂₁, S₂₂, S₂₃, S₂₄~ по 2%; IA 255, IT 550, $T_{\text{ср.кристал.}}$ ~775 С; 1 — 50%, 2 — 50—20%, 3 — 20—5%, 4 — 5%, ед. — единичные знаки

Кристаллы цирконов вулканитов очень мелкие (до 0,6 мм), с удлинением 3—5, бесцветные, прозрачные, малозональные, с многочисленными включениями игольчатого циркона, апатита, темноцветных и рудных минералов, а также значительным количеством мельчайших газово-жидких пузырьков-изолятов. Огранка четкая без следов оплавления или резорбции.

Величины ZrO₂/HfO₂ ~58—47 (см. таблицу) в этих цирконах соответствуют таковым для пород среднего и кислого составов [2], а высокотемпературная морфология и минимальные (на уровне первых сотых долей процента или ниже уровня чувствительности метода) содержания фиксируемых элементов-примесей и расположение среднестатистических параметров популяции на диаграмме главных трендов эволюции цирконовых популяций [7] в корнях ствола 5 (см. рис. 3) указывают на их кристаллизацию, вероятнее всего, из дифференциата глубинного высокотемпературного щелочно-основного расплава, контаминированного коровым материалом.

Эти выводы согласуются с результатами проведенных ранее минералогических и петрологических исследований. В акцессорной фракции вулканитов догранитоидной подтолщи были определены высокотемпературные и высокобарические магнетит и ильменит, корродированные зерна ксеногенного граната альмандин-гроссулярового состава, типичного для глубоко регионально метаморфизованных пород, высокотемпературный Cl-апатит и цирконы с величиной $ZrO_2/HfO_2 = 56$ [4, 5].

Популяция цирконов гранодиорит-порфиров эндоконтактовой фации Эликчанского массива (см. рис. 2, Б) состоит из кристаллов морфотипов: $J_3 \sim 50\%$, J_2 , J_4 , J_5 и $S_{23-18} \sim 10\%$, D и $S_{13} \sim 5\%$, кристаллы морфотипов Q_5 , Q_4 , $P_{4.5}/1$, $P_3/1$, $D/1$, S_{21} и S_{22} отмечены в единичных экземплярах. Усредненные параметры популяции: IA 435, IT 770 при $T_{ср.кристал.}$ 880 С — соответствуют таковым производных известково-щелочных серий гибридных корово-манийских расплавов (корни ствола 4 на рис. 3).

Кристаллы цирконов D/1 отнесены автором к преобразованным по наличию фрагментарной метамиктной, обога-

щенной гафнием (2,08%) внешней оболочки, окружающей незатронутые преобразованиями ядра с довольно высокой, свойственной магматическим цирконам средних по составу пород, величиной $ZrO_2/HfO_2 \sim$ до 62,3 (см. таблицу). Цирконы морфотипов $P_{4-5}/1$ и $P_3/1$ — целиком измененные вторичными процессами кристаллы, преобразованные в типичные циртолиты — коричневые непрозрачные метамиктные индивиды, обогащенные редкими элементами (см. таблицу). Происхождение этих разновидностей цирконов частично ($D/1$) или полностью ($P_{5-4}/1$ и $P_3/1$) связано с преобразованием высокотемпературных аналогов без изменения кристалломорфологии. Они являются, скорее всего, позднепостмагматическими образованиями [6].

Все кристаллы цирконов этой популяции — очень мелкие (до 0,8 мм), неизмененные, прозрачные, малозональные, бесцветные разности, с небольшим количеством включений темноцветных и рудных минералов, игольчатого циркона и апатита; удлинение всех кристаллов — 3—5. Огранка неизмененных кристаллов четкая, без следов оплавления или резорбции, огранка преобразованных — несколько «размыта» из-за пониженной твердости аморфных внешних оболочек.

По набору морфотипов такая популяция практически на 80% совпадает с популяцией цирконов вмещающих андезито-дацитов и состоит из наиболее высокотемпературных средне- и высокощелочных морфотипов $J_n D$, причем, везде преобладает (~50%) среднешелочной морфотип J_3 с IA 400. Количественные соотношения (без учета низкощелочных и позднепостмагматических высокощелочных морфотипов $P_n/1$ и $D/1$, присутствующих в популяции в единичных экземплярах) данных морфотипов цирконов, содержание в них фиксируемых элементов-примесей и высокие значения величины ZrO_2/HfO_2 в кристаллах циркона морфотипа J_3 (особенно в кристалле N200 — 92,2—68,5) (см. таблицу) предполагает участие в процессе магмогенерации гранитоидного расплава глубинного щелочного-основного источника.

Величины ZrO_2/HfO_2 60—46 (см. таблицу) в цирконах морфотипов Q_5 , Q_4 , S_{21-22} близки таковым у цирконов гранитоидов повышенной основности и резко отличаются от высоко- и среднешелочных цирконов этой популяции низким индексом агпайтности (IA 100—250) и несколько обособленным расположением на статистической диаграмме (см. рис. 2, Б). Морфометрические характеристики цирконов этих морфотипов подразумевают низкощелочные высоко- и среднетемпературные параметры среды кристаллизации (IA~100—250, IT~700—600, $T_{\text{ср.кристал.}}$ ~850—800 С). Такие условия, в сочетании с установленными высокими величинами ZrO_2/HfO_2 и появлением Yb_2O_3 в очень незначительных, но стабильных в сотые доли процента количествах (по сравнению с практическим отсутствием иттрия в унаследованных высокотемпературных цирконах средне-высокощелочных морфотипов этой популяции) (см. таблицу), указывают на субстрат из высокоглиноземистых гранулитов повышенной основности и лейкократовых гранитогнейсов амфиболитовой фации фундамента [1], как на наиболее вероятный источник этих цирконов. Все это дает право предположить их реститовое происхождение. Отсутствие следов оплавления и ярко выраженной внутренней зональности, как правило, характерных для реститовых кристаллов, можно объяснить относительно кратковременным их пребыванием в быстро кристаллизующемся в периферийных условиях краевой фации гранитоидном расплаве.

Характер распределения и количественные соотношения морфотипов цирконов гранодиорит-порфиров эндоконтактовой фации на статистической диаграмме (см. рис. 2, Б), а также их примесные характеристики (см. таблицу) свидетельствуют о том, что после излияния андезито-дацитов уровень магмогенерации переместился на более высокие этажи коры при продолжающемся подтоке мантийного вещества. В результате быстрого остывания краевой фации массива в ней сохранились как цирконы, унаследованные от щелочно-основного источника ($J_n D$), так и реститовые цирконы корового очага. Продуктом кристаллизации собственно гранитоидного расплава в специфических физико-химических условиях быстро остывающих периферийных областей камеры становления являются морфотипы $S_{23-18} S_{13}$ (см. рис. 2, Б) со значениями ZrO_2/HfO_2 58—57—56 и 62—59—47 (в ядре и по периферии призмы и пирамиды, соответственно) (см. таблицу).

Наличие в популяции гранодиорит-порфиров преобразованных метамиктных аналогов высокотемпературных цирконов подтверждает выводы петрологов [4, 5] о том, что главный для камеры становления подводящий канал

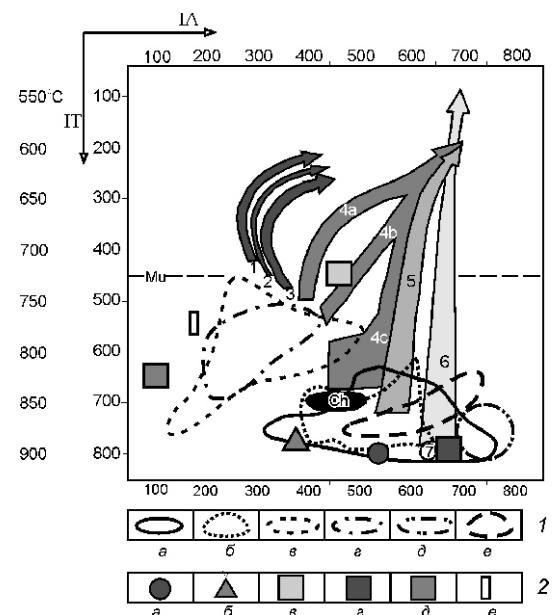


Рис. 3. Диаграмма главных трендов эволюции цирконовых популяций [7]:

усредненные тренды эволюции цирконовых популяций: 1 — гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид (Т.С.Хабибуллина, 2003): *a* — М-типа, *b* — I-типа, *c* — IS-типа, *d* — S-типа, *e* — A-типа, *f* — L-типа; 2 — пород Эликчанского магматического узла: *a* — андезито-дацитов первой драгранитоидной подтолщи Эликчанской вулканогенно-осадочной толщи; *b* — гранодиорит-порфиров эндоконтактовой фации массива, гранитов (*c*) и их щелочной (*d*) и низкощелочной составляющих (*e*); *f* — гранодиорит-порфиров постгранитоидной секущей дайки; тренды популяций цирконов из гранитоидов: 1—3 — коровых и преимущественно коровых источников; 4 *a*, *b*, *c* — известково-щелочных; 5 — субщелочных серий гибридных корово-мантийных источников; 6 — щелочных и 7 — толеитовых серий мантийных или существенно мантийных источников; Mu — предел распространения цирконовых популяций из мусковитовых гранитов (IT 450); Ch — область распространения цирконовых популяций чарнокитоидов; IA — индекс агпайтности (отношение щелочности к глиноземистости среды кристаллизации); IT — индекс температуры среды

не бездействовал и по нему на протяжении всего периода становления массива из долгоживущего очага глубинных высокотемпературных щелочно-основных расплавов продолжали поступать высокотемпературные, обогащенные щелочами и редкими элементами флюиды.

Популяция цирконов гранитов Элигчанского массива по расположению ее морфотипов на статистической диаграмме главных типов и подтипов [7] (см. рис. 2, В) является ярким представителем «гибридной» популяции, возникшей в результате «смещения» двух составляющих совершенно разного генезиса. Первая составляющая — высокотемпературная средне-высокощелочная, состоящая из морфотипов D, P₅ и J₄₋₅ (соответственно 10%, 5% и единичные знаки от состава всей популяции), с максимально высокими и близкими к ним показателями индексов агпантности и температуры — IA~700 и IT~800 (см. рис. 2, В). Морфометрические параметры цирконов щелочной составляющей и величины ZrO₂/HfO₂ в них, равные 59,0—49,6; 59,0—49,2 и 69,9—50,9, соответственно, наряду с низкими, на уровне чувствительности метода, содержаниями фиксируемых элементов-примесей, близки к этим показателям у цирконов андезидацитов вмещающей подтолщи (см. таблицу) и цирконов аналогичных морфотипов из популяции гранодиоритов эндоконтактовой фации этого же массива. Все кристаллы цирконов средне-высокощелочной составляющей мелкие (до 0,8 мм), прозрачные, с незначительным количеством типичных для магматического циркона минеральных и газово-жидких включений и слабо выраженной зональностью по конечным пирамидам.

Низкощелочная составляющая популяции цирконов гранитов состоит из морфотипов Q₄₋₅ (~30%), Q₃ и S₁₂ (единичные знаки) — мелких (до 1,0 мм), прозрачных, бесцветных, слабо зональных по пирамидам кристаллов, с обычным набором мельчайших минеральных и газово-жидких включений. Индексы агпантности и температуры этой составляющей — IA~100, IT~650 и T_{ср.кристал.}~825 С относят расположение ее на диаграмме главных трендов эволюции цирконовых популяций к корням стволов 1, 2, 3 — трендов развития цирконов гранитоидов коровых и преимущественно коровых источников (см. рис. 3). Высокие, особенно в ядерных частях, свойственные цирконам основных и средних по составу пород, величины ZrO₂/HfO₂ у этих морфотипов (75,7—71,0—63,5; 65,5—63,9—49,6 и 67,5—65,4—61,7 в центрах и по периферии призм и пирамид соответственно) (см. таблицу) в сочетании с расположением на статистической диаграмме (см. рис. 3, В) указывают, также как и у соответствующих морфотипов из популяции гранодиоритов эндоконтактовой фации, на их предположительно реститовый характер.

Среднестатистические параметры щелочной составляющей популяции цирконов гранитов на диаграмме главных трендов эволюции цирконовых популяций (см. рис. 3) расположены в корнях стволов 6 — тренда эволюции цирконовых популяций щелочных серий мантийных или существенно мантийных источников. Эта позиция на эволюционной диаграмме четко указывает на участие в процессе генерации гранитоидного расплава щелочно-основных мантийных магм, инициировавших генерацию в коровых субстратах (предположительно гранулитах повышенной основности и лейкократовых гранитогнейсах амфиболитовой фации [1]) гибридных расплавов.

Таким образом, собственно «гранитным» продуктом в этой популяции является только средне-низкотемператур-

ный цирконовый материал с величиной ZrO₂/HfO₂~55—37, слагающий завершающие внешние оболочки и целые кристаллы морфотипов Q₄₋₅, Q₃ и P₁—G₁, составляющие 85% всех цирконов. Кристаллы циркона морфотипа P₁—G₁ несколько крупнее высоко- и среднетемпературных представителей популяции (1,2—1,0 мм), имеют удлинение 2,5—3,0, полупрозрачные из-за небольшой степени метамиктности.

Максимальный для цирконов гранитоидов индекс агпантности поздне-постмагматических морфотипов P₁—G₁ (IA 700), как и присутствие в популяции цирконов гранодиоритов эндоконтактовой фации кристаллов преобразованных морфотипов D/1, P₄₋₅/1 и P₃/1, указывают на активность главного подводящего канала, по которому на протяжении всего периода становления массива и продолжали поступать высокотемпературные, обогащенные щелочами и редкими элементами флюиды [6].

Популяция цирконов постгранитоидной дайки гранодиорит-порфиров по составу морфотипов и их процентному содержанию в популяции, представляет собой почти классическую популяцию цирконов из I-гранитов [6], с той лишь разницей, что в первой практически отсутствуют низкотемпературные морфотипы правой части диаграммы (см. рис. 2, Г, 3). Это различие хорошо объясняется особенностями быстрой кристаллизации расплава в трещинных телах малой мощности. Кристаллы очень мелкие (до 0,8 мм), прозрачные, бесцветные, с небольшим количеством включений темноцветных и рудных минералов, игольчатого циркона и апатита; удлинение 3—4.

По типоморфным составам цирконов этой популяции, содержанию и распределению элементов-примесей в кристаллах как в каждом морфотипе в отдельности, так и по популяции в целом, можно с высокой долей уверенности соотнести их с цирконами второй низкощелочной составляющей популяций гранитов основной и гранодиоритов эндоконтактовой фации Элигчанского массива — «гранитными» цирконами с реститовыми ядрами. Реститовый материал служил затравкой для кристаллизации на ней собственного «гранитоидного» циркона, но среди кристаллов почти всех составляющих популяцию морфотипов присутствуют и уцелевшие полностью реститовые индивиды с ZrO₂/HfO₂ ~80—60, даже без фрагментарной внешней оболочки с химизмом цирконов из пород среднего состава (ZrO₂/HfO₂ 60,0). Примером таких реститовых цирконов служит один из кристаллов морфотипа Q₄ с ZrO₂/HfO₂ ~79,9—71,0—68,7 в ядре и по периферии призмы и пирамиды, соответственно.

Конечные оболочки высоко- и среднетемпературных кристаллов циркона рассматриваемых даек кристаллизовались уже в гранитоидном расплаве, что и нашло отражение в их морфометрии [7] и в величинах ZrO₂/HfO₂ ~60—48 [2] на фоне унаследованного незначительного обогащения фиксируемыми элементами-примесями (см. таблицу).

В целом, особенности морфологии и состава цирконов из магматических пород Элигчанского узла демонстрируют в развернутом виде источники и историю его формирования в динамике — последовательная, через промежуточный этап гибридизации, смена источников магмообразования как по вертикали (с перемещением на более высокие горизонты коры), так и по составу магмообразующих субстратов (от более основных к более кислым), что отчетливо видно на диаграмме главных трендов эволюции цирконовых популяций (см. рис. 3).

Результаты изучения цирконовых популяций пород Эликчанского магматического узла подтверждают полученные ранее [4, 5] на минералогическом и геохимическом уровне выводы о зарождении гранитоидной магмы на уровне коровых амфиболитов под воздействием тепла и флюидов глубинных магм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. —М.: Наука, 1986.
2. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. —М.: Недра, 1973.
3. Спектор В.Б., Гриненко В.С. Тектоническая схема. Геологическая карта Якутии масштаба 1: 500 000. Нижне-Янский блок. —С.-Пб., 1995.
4. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хр.Полоусного. —Якутск, 1996.
5. Трунилина В.А., Бабушкина С.А., Орлов Ю.С. Латитовые рудоносные магматические системы хр.Полоусного (северо-восток Верхояно-Колымских мезозоид) / Рудные месторождения континентальных окраин. —Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 22—38.
6. Хабибулина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид (петрогенетические аспекты). —Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
7. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.

Геофизика и глубинное строение

УДК 551.24:550.83 (571.56)

Вас.В.Стогний, Г.А.Стогний, 2007

Глубинное строение Попигайской кольцевой структуры по результатам анализа геофизических полей

Вас.В.СТОГНИЙ (ЗАО БГРЭ АК «АЛРОСА»), Г.А.СТОГНИЙ (ИГАБМ СО РАН)

Попигайская структура расположена в северо-восточной части Сибирской платформы и «срезает» край Анабарского щита. На ее происхождение есть две альтернативные точки зрения: она рассматривается как астроблема [4], или как вулкано-тектоническая структура [2, 3]. Согласно В.Л.Масайтису с коллегами [4], Попигайская структура — метеоритный кратер, возникший в результате крупномасштабного импактного события, произошедшего 35,7 млн. лет назад. Кратер включает центральное поднятие, внутренний кольцевой желоб, кольцевое поднятие, внешний кольцевой желоб, а также внешнюю пологую воронку. При этом северный внешний сегмент ее сложен главным образом аллогенной брекчией, центральный — коптоластитами, а западный, южный и восточный — зюбитами и тагамитами.

С.Г.Бычков с соавторами [1], применяя метод векторного сканирования, предложили объемную модель гравитационного поля Попигайской структуры. По их расчетам влияние космического удара при ее формировании, выраженное в процессах перемещения и аккумуляции вещества горных пород, распространялось на глубину до 19 км.

Происхождение взрывных структур К.К.Хазанович-Вульф [6] объясняет с позиции взаимодействия электрического поля болида и электрического поля, создаваемого крупным тектоническим нарушением земной коры.

В.П.Ваганов с соавторами [2, с. 41] Попигайскую структуру рассматривает как вулкано-тектоническую депрессию: «извержения попигайского комплекса происходили в форме быстро следующих один за другим высокоподвижных пирокластических потоков», а в эволюции структуры выделены следующие стадии: 1 — прогибания (средний—поздний мел), приведшая к образованию впадины, выполненной карбонатными и вулканогенно-осадочными отложениями; 2 — куполообразования, связанная с воздействием летучих и ростом очага разуплотненных пород; 3 — быстро следующих друг за другом эксплозивных извержений и обрушения центральной части купола; 4 — блокового поднятия, завершившейся излиянием тагами-

тов. Внутренняя часть Попигайской структуры в такой интерпретации выполнена субгоризонтально залегающими криптовулканитами верхнего мела—палеогена, а сама она представляет собой впадину, наложенную на центральную часть куполовидного поднятия. А.А.Маракушев и Л.И.Шахотько [3] Попигайскую структуру отнесли к проявлениям центробежной тектоники, в процессе которой флюидные растягивающие усилия способствовали образованию кольцевого вала пластин гранитогнейсов кристаллического фундамента Сибирской платформы.

Различные подходы к проблеме происхождения Попигайской структуры отражены в принятой авторами терминологии слагающих ее пород. В интерпретации В.Л.Масайтиса с коллегами [4] — это импактиты, коптоластиты, импактные брекчи, а в интерпретации В.П.Ваганова с соавторами [2] — криптовулканиты, пирокластические образования. В связи с такой неопределенностью, следующей из диаметрально противоположных взглядов на генезис Попигайской структуры, слагающие ее структурно-вещественные комплексы авторы данной статьи предлагают объединить в единый попигайский комплекс, название которого нейтральное по отношению к исходной генетической модели.

В пределах Попигайской структуры выполнен представительный комплекс геологоразведочных работ [2, 4], в наибольшем объеме они проведены в западном и северном ее сегментах, а распределение алмазосодержащих пород охарактеризовано разрезами по более чем 400 скважинам глубиной от 100 до 1520 м. В связи с этим одна из задач нашего исследования — моделирование глубинного строения Попигайской структуры по данным интерпретации геолого-геофизических материалов с анализом ее приуроченности к элементам кристаллического фундамента Сибирской платформы.

Тектоническое строение кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы, схема которого разработана авторами статьи на основе интерпретации гравитационного поля (рис. 1), определяют Накынский и

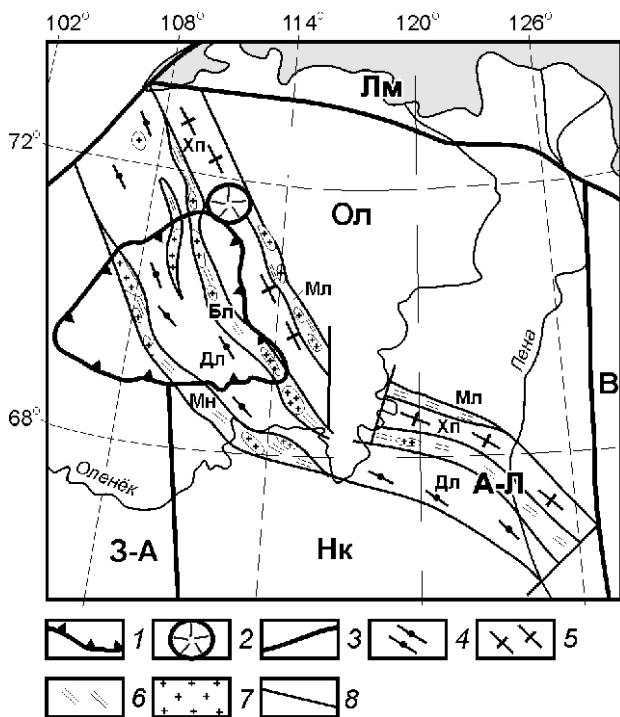


Рис. 1. Положение Попигайской структуры в Анабаро-Ленском подвижном поясе кристаллического фундамента северо-восточной части Сибирской платформы:

1 — контур Анабарского щита; 2 — Попигайская структура; 3 — межгеоблоковые разломы; элементы Анабаро-Ленского подвижного пояса: 4 — Далдынский (Дл) сегмент, 5 — Хапчанский (Хп) сегмент, 6 — зоны тектонических нарушений (Мн — Монхолинская, Бл — Билляхская, Мл — Малокуонамская); 7 — массивы гранитов и анортозитов; 8 — разломы, ограничивающие зоны тектонических нарушений Анабаро-Ленского подвижного пояса; архейские кратоны: Ол — Оленёкский, Нк — Накынский; подвижные пояса: А-Л — Анабаро-Ленский; З-А — Западно-Анабарский; геоблоки: В — Верхоянский; Лм — Лаптевоморский

Оленёкский архейские кратоны, разделенные протерозойским Анабаро-Ленским подвижным поясом [5].

Накынский и Оленёкский архейские кратоны выделены по мозаичному характеру гравитационного поля. Анабаро-Ленский подвижный пояс включает центральную и восточную части Анабарского щита и прослежен по системе крупных (до 350 км) гравитационных линейных положительных и отрицательных аномалий северо-западного направления амплитудой до 40 мгл. Линейность аномалий в пределах центральной и восточной частей Анабарского щита согласуется с простираем пород далдынской и хапчанской серий, а также с Монхолинской (Котуйкан-Монхолинской) и Билляхской тектоническими зонами и позволяет их интерполировать для всего Анабаро-Ленского подвижного пояса. Монхолинская и Билляхская зоны тектонической переработки Анабарского щита проявляются узкими линейными минимумами поля силы тяжести, в пределах которых локальные отрицательные аномалии обусловлены массивами анортозитов. Монхолинская зона Анабарского щита в интерпретации авторов является юго-западным флангом Анабаро-Ленского подвижного пояса, Билляхская зона соответствует его центральной части, а Малокуонамская, полностью перекрытая осадочным чехлом — северо-восточному

флангу. Эти зоны контролируют Далдынский и Хапчанский сегменты подвижного пояса, сложенные преимущественно одноименными сериями и проявляющиеся линейными гравитационными максимумами. Расчетная мощность Анабаро-Ленского подвижного пояса не превышает 18 км, при этом Билляхская тектоническая зона является структурообразующей и на глубине разделяет Накынский и Оленёкский архейские кратоны. Попигайская структура приурочена к северной части Хапчанского сегмента Анабаро-Ленского подвижного пояса (см. рис. 1).

Магнитное поле Попигайской структуры мозаичное слабоинтенсивное (от 1 до 4 мЭ), без видимых связей между элементами структуры и отдельными магнитными аномалиями. Попигайской структуре в гравитационном поле соответствует интенсивный (амплитуда до 25 мгал) минимум, осложненный Кумахинским, Парчанайским и Саптахским локальными минимумами (рис. 2). Кумахинский и Парчанайский гравитационные минимумы разделены Рассохинским полукольцевым линейным максимумом.

Попигайский структурно-вещественный комплекс, согласно работе [4, с. 43], представлен «системой чередующихся линз и пластообразных тел с горизонтальным или пологоволнистым залеганием», сложенных зюбитами, тагамитами и брекчиями осадочных и кристаллических пород, сцепментированных зюбитами или тагамитами. Зюбиты и тагамиты слагают верхнюю часть разреза. Максимальная мощность данных пород, вскрытая скважинами, достигает 800 м. Нижняя часть разреза попигайского комплекса со вскрытой мощностью в 680 м представлена разнообразными брекчиями кристаллических пород.

Модель глубинного строения Попигайской структуры рассчитана по двум профилям (АБ и ВГ), пересекающим ее в субширотном и субмеридиональном направлениях (рис. 3), при условии, что гравитационный эффект обусловлен лишь мощностью попигайского комплекса. За основу при построении геолого-геофизического профиля АБ взят разрез по скважинам, пройденным в верхнем и среднем течении р.Балаган-Юряге, и представленный в ра-

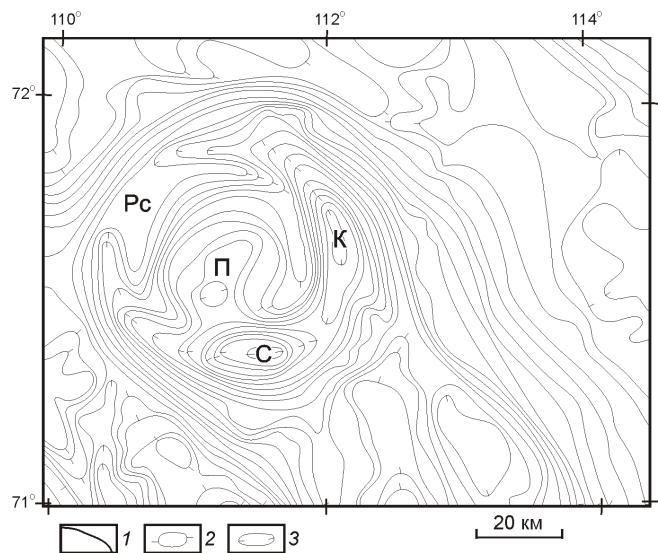


Рис. 2. Схема гравитационного поля Попигайской структуры:

элементы гравитационного поля: 1 — изоаномалии, 2 — максимумы (Ps — Рассохинский), 3 — минимумы (К — Кумахинский, П — Парчанайский, С — Саптахский)

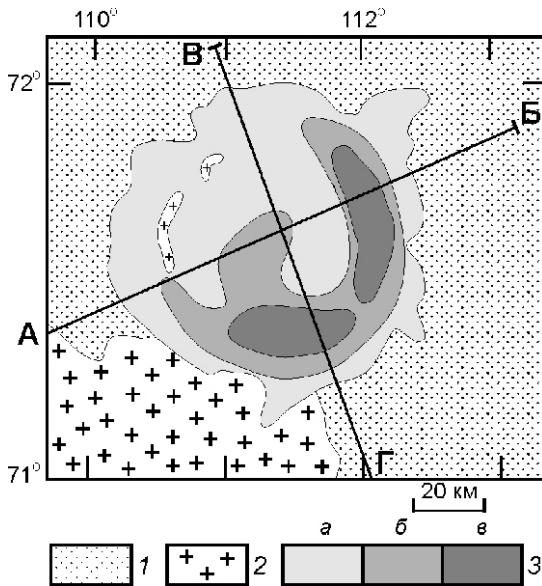


Рис. 3. Схема строения Попигайской структуры:

1 — платформенный чехол; 2 — раннедокембрийские метаморфические образования Анабарского щита; 3 — попигайский структурно-вещественный комплекс мощностью (в км): *a* — до 1, *б* — до 1,5, *в* — более 1,5; АБ, ВГ — геолого-геофизические профили

боте [4]. Максимальная мощность попигайского комплекса по данному разрезу составляет 1080 м при суммарной мощности зювитов и тагамитов равной 400 м, а брекчий кристаллических пород фундамента — 680 м.

Плотность зювитов оценивается в 2,24 г/см³, тагамитов — 2,48 г/см³, брекчий кристаллических пород — 2,57 г/см³, а метаморфических раннедокембрийских пород — 2,83 г/см³ [1]. С учетом этого расчетная средневзвешенная плотность попигайского комплекса при его мощности в 1,2 км и плотности кристаллических пород равной 2,82 г/см³ по профилю АБ составляет 2,35 г/см³. При построении геолого-геофизического разреза ВГ учтена мощность попигайского комплекса в точке пересечения профилей АБ и ВГ.

Исходя из результатов моделирования гравитационного поля, Попигайская структура по разрезу профиля АБ имеет чашеобразное строение, выраженное в двух поднятиях кристаллического фундамента и трех впадинах с максимальной глубиной 2 км (рис. 4). По геолого-геофизическому разрезу профиля ВГ мощность попигайского комплекса увеличивается в южном направлении до 2,2 км. Согласно результатам моделирования, максимальную мощность попигайского комплекса имеют южный и восточный сегменты структуры.

Таким образом, в глубинном строении Попигайской структуры наиболее контрастно проявлены следующие три элемента: северо-западный сегмент мощностью попигайского структурно-вещественного комплекса до 1 км, центральная впадина глубиной до 1,5 км, юго-восточный полукольцевой желоб глубиной до 2,5 км. Данный вариант строения Попигайской структуры отличается от схемы, предложенной в работе [4], отсутствием центрального поднятия и асимметрией, выраженной в увеличении ее глубины в юго-восточном направлении. Представленная модель более всего соответствует ее взрывному вулкани-

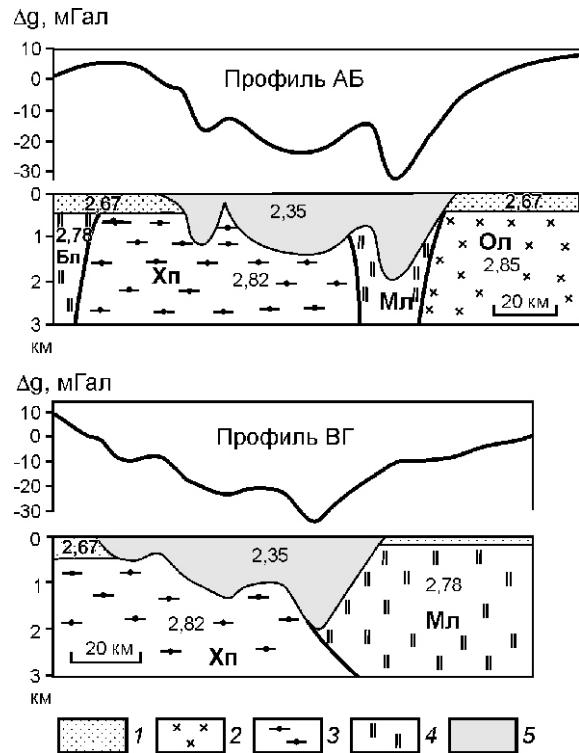


Рис. 4. Геолого-геофизические разрезы Попигайской структуры по профилям АБ и ВГ:

1 — осадочные отложения платформенного чехла; раннедокембрейские метаморфические комплексы: 2 — Оленёкского (Ол) кратона, 3 — Хапчанского (Хп) сегмента, 4 — Билляхской (Бл) и Малокуонамской (Мл) тектонических зон; 5 — попигайский структурно-вещественный комплекс; цифры на разрезах — плотности структурно-вещественных комплексов (в г/см³)

ческому происхождению. Попигайская структура с севера замыкает зону кимберлитовых полей, локализованную в Хапчанском сегменте Анабаро-Ленского подвижного пояса и, по представлениям авторов статьи, является малоглубинной трубкой взрыва, завершившей процесс кимберлитового магматизма. При этом перспективы расширения алмазодержащих площадей связываются с юго-восточным полукольцевым желобом, имеющим максимальную мощность попигайского комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бычков С.Г., Долгаль А.С., Кирплюк П.В., Лазарев Ф.Д. Векторы сканирования геопотенциальных полей Попигайской котловины / Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных магнитных и электрических полей. —Екатеринбург, 2006. С. 69—73.
2. Ваганов В.П., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. —М.: Недра, 1985.
3. Маракушев А.А., Шахотько Л.И. Стадии формирования и природа Попигайской алмазоносной кольцевой структуры // Докл. РАН. 2001. Т. 377. С. 366—369.
4. Масайтис В.Л., Раихлин А.И., Селивановская Т.В., Шаффрановский Г.И. Алмазоносные импакты Попигайской астроблемы. —С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
5. Стогний Г.А., Стогний Вас.В. Структура кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы по результатам анализа геофизических полей // Тихоокеанская геология. 2006. № 4. С. 26—32.
6. Хазанович-Вульф К.К. Космогенный и эндогенный факторы образования геологических взрывных структур // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 83—87.

Сейсмотектоническая позиция западного фланга Олёнко-Становой зоны (Южная Якутия)

Л.П.ИМАЕВА (ИЗК СО РАН), Б.М.КОЗЬМИН (ИГАБМ СО РАН), В.С.ИМАЕВ (ИЗК СО РАН)

Данное исследование направлено на выявление современного структурно-тектонического плана наиболее активной в сейсмическом отношении области Южной Якутии — западного фланга Олёнко-Становой сейсмотектонической зоны, в пределах которой произошел ряд катастрофических землетрясений с $M \geq 5,5$ (см. рисунок).

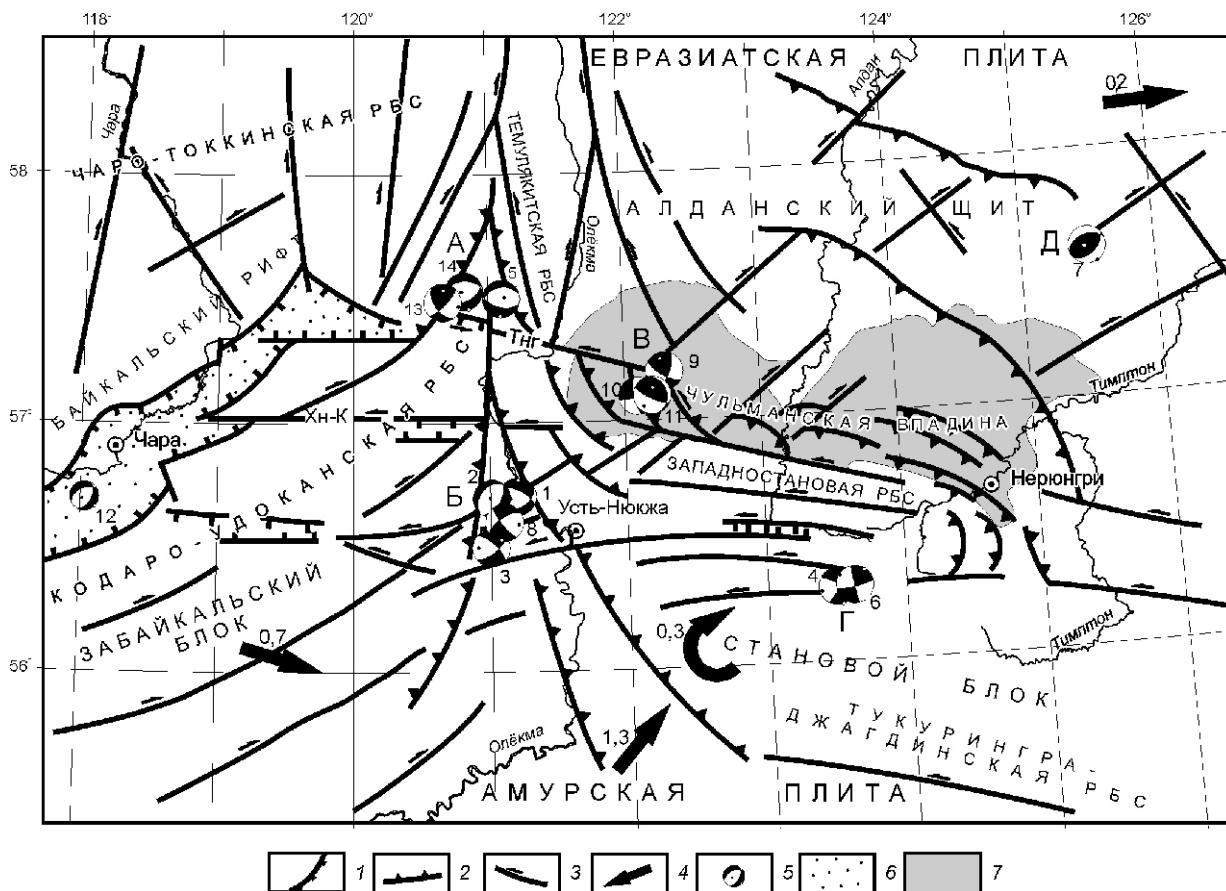
В статье рассмотрены кинематические типы сопряженных активных разломов этой сейсмотектонической зоны, а также закономерности их структурообразования, способствующие накоплению в определенных блоках земной коры значительных тектонических напряжений. Их разрядка проявляется сильными землетрясениями с определенным фокальным механизмом в очаге в соответствии с динамикой предполагаемого разрываобразования.

По современным геотектоническим представлениям рассматриваемая территория включает юго-западную часть Алданского щита Сибирской платформы, Становую и Туку-

рингра-Джагдинскую складчатые системы, а также северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны [2, 4, 6].

В кайнозойский структурный комплекс здесь объединены разрывные и морфоструктурные элементы, образующие разломно-блоковые структуры (РБС), которые сформировались в неогене после длительного периода пенепленизации в обстановке рифтогенеза и дифференциальных субвертикальных и горизонтальных движений блоков, ограниченных зонами активизированных разломов. Судя по высокой современной сейсмотектонической активности, разломно-блочные структуры продолжают развиваться и в настоящее время.

Учитывая природу кайнозойских морфоструктурных элементов и степень контрастности тектонического рельефа, территорию можно подразделить на пять разломно-блочных структур регионального плана: Чаро-Токкинскую и Кодаро-Удоканскую, представляющих севе-



Сейсмотектоническая схема западного фланга Олёнко-Становой сейсмической зоны:

1 — сбросы; 2 — взбросы, надвиги; 3 — сдвиги (Хн-К — Хани-Кудулинский, Тнг — Тунгурчинский); 4 — направление и скорость современных движений плит и блоков (в см/год); 5 — диаграммы фокальных механизмов сильных землетрясений (темные области — действие напряжений растяжения, светлые — сжатия), произошедших: 1 — 05.01.1958 г.; 2 — 14.08.1958 г., 3 — 18.01.1967 г., 4 — 14.06.1971 г., 5 — 15.01.1972 г., 6 — 25.11.1972 г., 7 — 01.03.1985 г., 8 — 07.07.1987 г., 9 — 20.04.1989 г., 10 — 29.04.1989 г., 11 — 17.05.1989 г., 12 — 21.08.1994 г., 13 — 24.10.1997 г., 14 — 11.12.2005 г.; 6 — кайнозойские впадины; 7 — мезозойские отложения Чульманской впадины; эпицентрические поля: А — Олдонгинское, Б — Олёнминское, В — Южно-Якутское, Г — Ларбинское, Д — Тимптонское

ро-восточное окончание Байкальской рифтовой зоны; Темулякитскую буферную, разделяющую структуры Байкальской рифтовой зоны и Олекмо-Становой сейсмотектнической зоны; Западно-Становую и Тукурингра-Джагдинскую на восточном фланге Монголо-Охотского складчатого пояса (см. рисунок).

В Чаро-Токкинской и Кодаро-Удоканской разломно-блочных структурах (Забайкальский блок) отмечается меньшая по сравнению с Западно-Становой и Тукурингра-Джагдинской структурами (Становой блок) степень унаследованности кайнозойской морфоструктуры от их докайнозойского структурного плана. В Байкальской рифтовой зоне рифтовые впадины и разделяющие их дифференцированные новейшие сводово-блочные поднятия наложены и резко «перерабатывают» древние структуры. Современное расположение Темулякитской разломно-блочной структуры практически полностью совпадает с простираем Темулякит-Тунгурчинской зоны глубинных разломов докембрийского возраста.

Тектоника исследуемого региона представлена большим числом разломов, отличающихся глубиной заложения, кинематикой и возрастом: мантийные, «живущие» от архея до настоящего времени; коровые и более мелкие докембрийского, мезозойского и кайнозойского возрастов [2, 6].

Наиболее активизированная группа сдвиговых нарушений представлена сопряженной системой диагональных разломов северо-восточного (Кодаро-Удоканская РБС) и северо-западного (Западно-Становая РБС) простираций, которые образуют главную сейсмогенерирующую структуру западной части Олекмо-Становой сейсмотектнической зоны, включающей большое число прямолинейных тектонических нарушений протяженностью в десятки километров, которые кулисообразно протягиваются сближенными субпараллельными группами на сотни километров, формируя на флангах блоки сжатия или структуры растяжения.

Многие разломы, пересекаясь друг с другом, оконтуривают ромбические блоки, которые хорошо видны на всех геологических и тектонических картах. При этом в Западно-Становой и Тукурингра-Джагдинской разломно-блочных структурах более молодыми являются северо-западные разломы, а в Кодаро-Удоканской — северо-восточные. К этим разломам приурочены зоны милонитизации, низкотемпературного диафтореза и брекчирования мощностью до нескольких сотен метров [4, 6]. Их кинематика определяется региональным полем тектонических напряжений, связанным с общим сжатием в широтном и северо-восточном направлениях [2].

Амплитуды латеральных смещений вдоль названных сдвигов на геологических картах оцениваются от нескольких сотен метров до нескольких километров. Наиболее активны сдвиговые нарушения в бассейне р.Олекма, где к ним приурочены главные эпицентральные поля с магнитудой M 5,5 (см. рисунок, Б, В). Данная система сдвигов прослеживается от Алданского щита через Становой блок на юго-запад в направлении Забайкальского блока, что, по-видимому, обусловлено заключительными этапами коллизии Буреинского массива и Станового блока [2, 6].

Сдвиговый характер перемещения по таким разломам подтверждается широко распространенными здесь системами субвертикальных трещин с характерными горизонтальными штриховками на их поверхностях и характером однотипного смещения геологических границ. При анализе массовых замеров трещиноватости горных пород в зо-

нах разломов устанавливается характерный рисунок распределения трещин на сферограммах, образующих пояс, состоящий чаще всего из двух взаимно перпендикулярных систем. Кроме того, в обнажениях часто фиксируются пологие сколы, формирующие третий тип максимума трещиноватости, типичный для сдвигов [2].

К другой группе разрывных нарушений относится субширотная левосдвиговая система Западно-Становой разломно-блочной структуры. Она трассируется на расстоянии 180 км от среднего течения р.Олекма через широтный отрезок верховьев р.Алдан до меридиана 126°. В пределах данной структуры в истоках р.Алдан возникла грабен-долина, которая представляет собой полость растяжения между двумя кулисами левых сдвигов (впадина «pull-apart»), а также наблюдаются сквозные водораздельные линии и пониженные участки рельефа. Вертикальные смещения здесь устанавливаются только в верховьях р.Алдан, где южное крыло поднятия кряжа Зверева уступообразно понижается примерно на 500 м. Согласно структурным замерам для данной системы разломов отмечается развитие многочисленных трещин, образующих характерные X-образные пересечения. На плоскостях трещин видны горизонтальные борозды со следами перемещения материала, которые устанавливаются смещением отдельных кварцевых прожилок [2].

К северу от Западно-Становой разломно-блочной структуры вдоль южной границы Чульманской впадины со структурами Станового блока фиксируется система надвигов, которые перекрывают складки, образованные юрскими и нижнемеловыми отложениями впадины [2, 6]. Линии надвигов в свою очередь смещаются в плане рядом поперечных сдвигов на расстояния от нескольких десятков метров до нескольких километров. При этом мезозойские отложения Чульманской впадины мощностью 500—1000 м, залегающие непосредственно под надвигами, интенсивно рассланцованны и миллионитизированы. Для них характерны брекчи с карбонатным цементом, кварцевые и кварц-эпидотовые прожилки. На основании гравиметрических данных и материалов ВЭЗ установлено, что наклон надвигов с глубиной резко возрастает. На глубинах до 1,5—2,5 км угол наклона не превышает 30—40° за исключением участка в бассейне р.Алдан (здесь он составляет около 60°), далее с глубиной их плоскость становится почти вертикальной. Амплитуда горизонтальных перекрытий минимальна в бассейне р.Алдан (до нескольких сотен метров). На юге Алдано-Чульманской синклинали (восточная часть Чульманской впадины) она достигает 5 км, а на юге Усмунской (западная часть впадины) увеличивается до 15 км [2, 6].

К северу от южной окраины Чульманской впадины закартирован ряд менее протяженных субпараллельных надвигов и взбросов, плоскости которых также наклонены к югу. По данным ВЭЗ, проведенным в Алдано-Чульманской синклинали, они смещают не только мезозойские отложения и образованные ими складки, но и архейские породы фундамента. Вертикальная амплитуда смещения поверхности фундамента по ним достигает 1—1,5 км [2].

В Тукурингра-Джагдинской, как и Западно-Становой разломно-блочной структуре, широкое распространены левые сдвиги, что подтверждается параметрами фокальных механизмов подземных толчков и наличием плейстоцен-голоценовых левосторонних тектонических движений с амплитудой до 800 м [2, 4].

Осевой структурой между Кодаро-Удоканской и Западно-Становой структурами служит Темулякитская (между-речье Чары и Олекмы). Она состоит из ряда параллельных и сочленяющихся под острым углом субмеридиональных дизъюнктивов, которые сформировали здесь мозаику пластин, линз и блоков разной величины. Поскольку долготное простирание осевой зоны Темулякитского разлома в данном районе преобладает, то оно подчиняет себе примыкающие с запада северо-восточные разломы Кодаро-Удоканской системы, а с востока — северо-западные и субширотные структуры Западно-Становой.

Центральная часть Темулякитской разломно-блоковой структуры, условно проведенная к северу от широтного участка р.Олекма, осложнена сеткой разломов различного ранга и мелких локальных нарушений, сопрягающихся под углом около 70—75° и представляющих крутие взбросы, взбросо-сдвиги и сдвиги. При этом кинематика северо-восточных разломов определяется как правосдвиговая, а северо-западных — как левосдвиговая, что согласуется с типами подвижек в очагах землетрясений Олдонгсинского эпицентрального поля (см. рисунок, А). В результате активных тектонических движений за последние 10 лет по разломам Кодаро-Удоканской и Темулякитской структур, где в зоне сопряжения их субдолготных взбросов расположено Олдонгсинское эпицентральное поле, возникла наиболее молодая субширотная система сбросовых нарушений, куда были приурочены эпицентры Чаруодинских землетрясений 2005 г. с фокальным механизмом, соответствующим сбросу (см. рисунок, 14) [3, 5].

В кайнозое проявилась также рельефообразующая роль Темулякитского разлома, предопределившего долготное направление стока р.Олекма и развитие наиболее полного террасового комплекса на отрезке ее долины между Хани-Кудулинским разломом и пос.Усть-Нюкжа.

Хани-Кудулинская зона разломов субширотного простириания трассируется от юго-восточного окончания Чарской впадины до р.Олекма в виде системы новейших разрывных нарушений сбросо-левосдвигового типа с падением сместителей на север или на юг и амплитудой вертикальных смещений от первых десятков до сотен метров. Кроме того, здесь фиксируется сеть мелких локальных нарушений преимущественно северо-восточного и северо-западного простирианий, пересекающихся между собой под углом 70—75° и диагонально примыкающих к основной субширотной трассе этой зоны [3, 4].

Данные о пространственном размещении, морфологии и генетических типах крупных глубинных и более мелких локальных разломов позволяют предположить, что на изучаемой территории длительное время господствовали тангенциальные, почти горизонтальные сжимающие тектонические напряжения, действовавшие в северо-западном, реже субширотном направлениях.

Исследуемый регион охвачен проявлениями сейсмичности, которые маркируют местоположение Байкало-Станового сейсмического пояса (от оз.Байкал к Охотскому морю), объединяющего эпицентры землетрясений Байкальской рифтовой и Олекмо-Становой сейсмотектонической зон. На 200 км южнее и параллельно Олекмо-Становой выделяется Тукурингра-Джагдинская сейсмическая зона, продолжающая сейсмические проявления из Северной Монголии через Приамурье к Охотскому морю [3, 4]. Указанные сейсмические зоны и пояса убедительно свидетельствуют об активности выявленных разломно-блоко-

вых структур. На фоне многочисленных слабых землетрясений (более 40 тыс.событий за XX в.) здесь обособляются пять локальных сгущений сейсмичности (см. рисунок): Олдонгсинское, Олекминское, Южно-Якутское, Ларбинское и Тимптонское, где уже произошли сильные землетрясения с интенсивностью в эпицентре от 6 до 10 баллов по сейсмической шкале MSK-64 [3]. Для названных событий на основе сведений о знаках первых вступлений продольных сейсмических волн по записям короткопериодных приборов, установленных на сейсмостанциях Якутского филиала геофизической службы СО РАН в Якутии, и данных пунктов наблюдений из соседних регионов Сибири и Дальнего Востока России [3, 5, 6] найдены решения фокальных механизмов (см. рисунок, 1—14).

Анализ распределения фокальных механизмов на сейсмотектонической схеме отчетливо указывает на то, что при переходе от Кодаро-Удоканской к Западностановой разломно-блоковой структуре в районе среднего течения р.Олекма наблюдается смена байкальского поля тектонических напряжений на становое. Система напряжений байкальского типа (растягивающие усилия действуют вкрест простириания геологических структур) сохраняется лишь для участков Олекмо-Становой зоны, граничащих с Байкальским рифтом (левобережье р.Олекма), где для землетрясений, имевших место в 1958 г. (см. рисунок, 1 и 2), 1967 г. (3), 1972 г. (5) и 1987 г. (8) наблюдались сбросо-сдвиговые подвижки в их очагах. На правом берегу р.Олекма и восточнее наблюдается становое поле тектонических напряжений сжатия, действующего вкрест простириания структур, когда в очагах землетрясений преобладают движения типа сдвига, взброса и надвига. На это, например, указывают фокальные механизмы последнего сильного Южно-Якутского землетрясения 1989 г. и его афтершоков (см. рисунок, 9—11).

Сейсмотектоническая позиция всей группы землетрясений, расположенных на левобережье р.Олекма, определяется пространственным сопряжением Темулякитской (осевая зона), Кодаро-Удоканской и Западно-Становой разломно-блоковых структур по типу Y-структур. В соответствии с ориентировкой поля тектонических напряжений (меридиональное растяжение, широтное сжатие), по северо-восточным и северо-западным разломам фиксируются сдвигово-взбросовые подвижки, а по разломам субширотного плана должны наблюдаться сбросовые смещения. Активизация широтных разрывов под действием субдолготного растяжения в целом типична для левобережья среднего течения р.Олекма (Олекминское эпицентральное поле, см. рисунок, Б). Это также подтверждают выявленные палеосейсмодислокации, представленные сейсмограммами субширотного простириания [2]. Широтное направление в данном районе также контролирует Хани-Кудулинская разломная зона, к которой приурочен очаг Ханинского события 1957 г. с M 4,8 и палеосейсмодислокация Кудули [3, 4].

Подобная ситуация наблюдается в районе Олдонгсинского эпицентрального поля (см. рисунок, А). Первоначально местные землетрясения происходили здесь в блоке сжатия, образованном правыми сдвигами северо-восточного простириания, о чем свидетельствует фокальный механизм землетрясения 1997 г. (см. рисунок, 13). Однако в дальнейшем сказалось влияние субдолготного растяжения, когда самые крупные события (Чаруодинские землетрясения 2005 г.) имели сбросовый фокальный механизм, а их эпицентры были приурочены к небольшим субширотным локальным зонам растяжения (см. рисунок, 14).

Напряженное состояние земной коры по данным фокальных механизмов сильных землетрясений Западно-Становой разломно-блоковой структуры (см. рисунок, 9–11) характеризуется сжатием, когда сжимающие усилия действовали субгоризонтально и были ориентированы в северо-восточном направлении. Вследствие сжатия здесь развились системы молодых сдвигов северо-западного и северо-восточного простираций соответственно лево- и правосдвиговой кинематики, образующих X-образные сопряженные пары, которые контролировали проявления Южно-Якутского и Ларбинского эпицентральных полей. Так, тип смещения в очаге Южно-Якутского землетрясения 1989 г. (см. рисунок, 9), возникшего в зоне влияния Западно-Становой разломно-блоковой структуры, был определен как взбросо-сдвиг. Найдены две возможные плоскости разрыва: север-северо-восточного простирания, при крутом ее падении (50–67°) на юго-восток с подвижкой по ней типа взброса с правосторонним сдвигом и северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом к горизонту в 50–70° и движением по ней типа взброса с левосторонним сдвигом. При этом сжимающие усилия горизонтальны и действовали в северо-восточном направлении, а напряжения растяжения имели азимут 34–50° и были наклонены к горизонту под небольшим углом 32–50°. Промежуточные напряжения субвертикальны и ориентированы в субдолготном направлении (азимут 15–50°). Фокальный механизм данного толчка позволяет установить, что его очаг находился под воздействием субгоризонтальных сжимающих и субвертикальных растягивающих усилий, а промежуточные напряжения были ориентированы субвертикально. Обе поверхности разрыва в очаге субвертикальны, при этом подвижка по север-северо-восточной плоскости соответствовала правому, а по северо-западной плоскости — левому сдвигам [3]. Само Южно-Якутское землетрясение и его афтершоки оказались сосредоточенными главным образом в Агыкта-Усмунском блоке (в пределах Чульманской впадины), имевшем аномальный топографический уклон к югу. Его формирование трактуется как блок сжатия, возникший между субширотными левосдвиговыми кулисами Тунгурчинского сдвига, входящего в Западно-Становую разломно-блоковую структуру [2].

В итоге, современная геодинамика и сейсмотектоническая позиция Олекмо-Становой сейсмической зоны, структурно выраженная Чаро-Токкинской, Кодаро-Удоканской, Западно-Становой, Тукурингра-Джагдинской и Темулякитской разломно-блоковыми структурами, отражает условия взаимодействия двух крупных литосферных плит, сближающихся в северо-восточном направлении с разными скоростями: Евразиатской (0,2 см/год) и Амурской (1–1,3 см/год) [7, 8]. Наибольшая концентрация землетрясений в виде сейсмических зон и поясов наблюдается в краевых частях этой контактной области, возникшей между названными плитами, вдоль системы сбросов Байкальской рифтовой зоны, и сдвигов, взбросо-сдвигов Олекмо-Становой сейсмотектонической зоны и Монголо-Охотского разлома [2, 4].

На основе пространственного группирования сейсмичности в пределах области взаимодействия плит выделяются два блока: Забайкальский и Становой. Забайкальский

под влиянием байкальского поля тектонических напряжений смещается на юго-восток относительно Сибирской платформы со скоростями 0,5–0,7 см/год (по данным GPS-наблюдений) [7]; Становой, зажатый между Евразиатской, Амурской плитами и Забайкальским блоком, как бы вращается по часовой стрелке относительно Евразиатской плиты со скоростями 0,2–0,3 см/год (линейно-угловые геодезические измерения на Олекминском геодинамическом полигоне) [1], формируя в бассейне р. Олекма южнее пос. Усть-Нюкжа систему взбросов и надвигов противоположной вергентности к фронтальным надвигам Забайкальского блока. Обстановка сжатия, характерная для Станового блока, формирует на его границах определенные парагенезисы активных разломов: Западно-Становые левые сдвиги и система надвигов; взбросо-сдвиги Темулякитской структуры, Кодаро-Удоканские правые и Западно-Становые левые сдвиги. Эти структурно-тектонические соотношения отражаются в ориентации плоскостей сместителей, определенных по данным фокальных механизмов сильных землетрясений.

Таким образом, установленные закономерности в проявлении сейсмичности, характере полей тектонических напряжений и развитии определенных парагенезисов разломов, возникших на границах литосферных плит, определяют мозаику блоков, которые образовались при перемещении более мобильной Амурской плиты (скорость 1–1,3 см/год) к северо-востоку относительно Евразиатской плиты (0,2 см/год) [8]. Обстановка сжатия со скольжением в области столкновения плит способствовала формированию отдельных разломно-блоковых структур, ограничивающих ряд блоков. К их числу относятся испытывающий поступательное движение Забайкальский блок и вращение — Становой блок, что и определяет высокий сейсмический потенциал данного региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 06-05-64492-а и № 07-05-00760-а) и интеграционного проекта СО РАН (ИП-87).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочаров Г.В., Замараев Н.Н. Геодезические измерения на геодинамических полигонах Южной Якутии // Геодезия и картография. 1991. № 3. С. 30–34.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. —М.: ГЕОС, 2000.
- Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. —М.: Наука, 1984.
- Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеамента (восточный фланг). —Новосибирск: Наука, 1979.
- Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Татомир Н.В. Олдонгсинский район землетрясений 1997–2002 гг. на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны / Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Т. 2. —Архангельск, 2004. С. 193–196.
- Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова и М.И. Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001.
- Calais E., Lesne O., Deverchere J. et al. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS Measurements // Geophys. Res. Lett. Vol. 25. № 21. 1998. P. 4003–4006.
- Sella G.F., Dixon T.H., Mao A. Revel: A model for recent plate velocities from space geodesy // Geophys. Res. Lett. Vol. 107. № B4. 2002. P. 11–1–11–32.

70-летие Левона Вагановича Оганесяна

2 сентября 2007 года исполнилось 70 лет Левону Вагановичу Оганесяну — доктору геолого-минералогических наук, профессору, академику Российской академии естественных наук, Академии горных наук, Международной академии минеральных ресурсов, заслуженному геологу России, почетному разведчику недр.

Родился Л.В.Оганесян в селе Верхний Талин Республики Армения. В 1959 г. окончил геологический факультет Ереванского государственного университета.

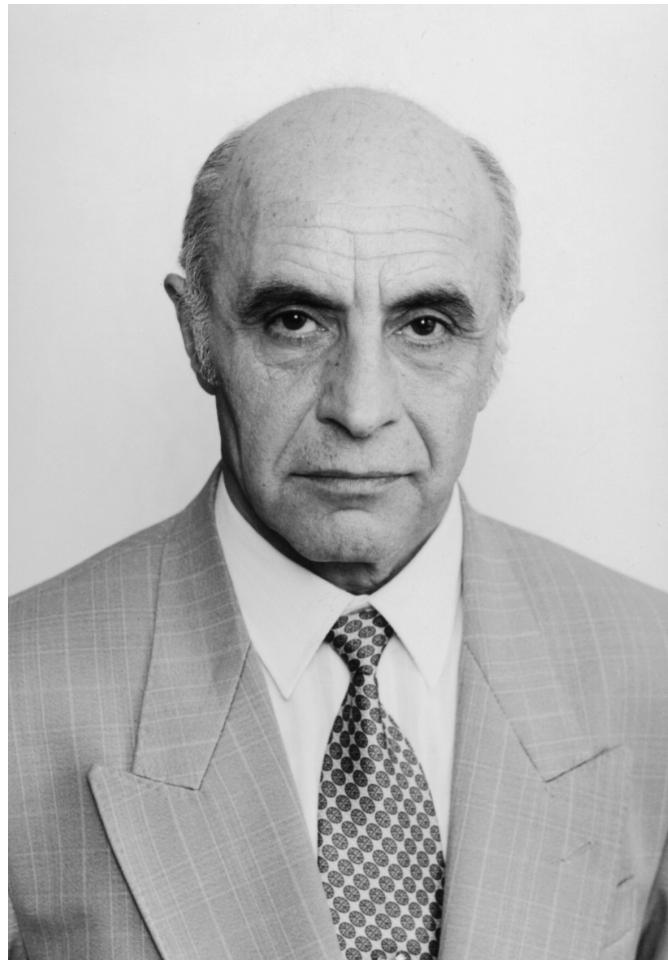
Трудовую деятельность начал в студенческие годы, проходя производственную и дипломную практики в геологических партиях треста Якутзолото. За 4 месяца первой производственной практики Л.В.Оганесян последовательно прошел должностные ступени от техника до старшего геолога и исполняющего обязанности начальника поисково-съемочной партии, что явилось исключительным случаем в системе Якутзолото.

После окончания университета Л.В.Оганесян был направлен на работу во вновь созданный в г.Ереван Горно-металлургический институт (НИГМИ) Совнархоза Армянской ССР. Здесь он в должности инженера-геолога был назначен ответственным исполнителем двух научно-исследовательских тем: по изучению тектонической трещиноватости четвертичных туфов в пределах Армении и доизучению Кафанского медно-колчеданного рудного поля.

В 1961 г. Л.В.Оганесян был принят в очную аспирантуру Московского геологоразведочного института (МГРИ) на кафедру полезных ископаемых. В 1965 г. под руководством видного ученого и практика профессора А.П.Соловьева защитил кандидатскую диссертацию по теме «Геохимические поиски слепых рудных тел в пределах Кафанского рудного поля Южной Армении». Эта работа позволила нарастить ресурсы медно-колчеданных руд и доказать наличие молибденовой минерализации в пределах Кафанско-го рудного поля. Геологические прогнозы Л.В.Оганесяна с большой точностью подтвердились в процессе работы над диссертацией и после ее завершения.

После защиты диссертации Л.В.Оганесян приказом министра геологии СССР А.В.Сидоренко был назначен ученым секретарем только что перебазированного из Москвы в г.Александров (Владimirская область) Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья (ВНИИСИМС). Он удачно сочетал работу ученого секретаря и координацию деятельности большого научного коллектива, осуществляющего исследования хрусталеносных провинций на Украине, Урале, Казахстане, Памире. Помимо этого он по собственной инициативе принял обязанности ответственного исполнителя по прогнозной оценке Южно-Якутской хрусталеносной провинции.

В 1970 г. Л.В.Оганесян был приглашен на работу во Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени Н.М.Федоровского (ВИМС). Ему была поручена работа по созданию с нуля Наро-Фоминского отделения ВИМС. К этому добавились заботы, связанные с активным участием в работе по организации деятельности Центральной экспедиции ВИМС. Кроме организационной работы Л.В.Оганесян участвовал в геологических исследованиях ВИМС в Северном Казахстане, создал коллектив по разработке автоматизированных систем в сфере геологического изучения недр и прогноза рудоносности и руководил им.



В 1977 г., когда ядро Наро-Фоминского комплекса уже было создано и в основном решены кадровые и социальные вопросы, Левон Ваганович Оганесян принял предложение о переходе на работу в экспедицию «Востоккварцсамоцветы» в Южной Якутии (поселок Бол.Хатыма). Здесь он создал и в течение 10 лет руководил работой поисково-тематической партии по оценке перспектив Южно-Якутской хрусталеносной провинции Алданского щита и хрусталеносности Верхоянского хребта на всем его протяжении.

В 1986 г. Л.В.Оганесян был назначен начальником функционального Отдела научно-исследовательских и тематических работ Министерства геологии РСФСР. Период работы Л.В.Оганесяна в Мингео РСФСР совпал со временем перевода геологических организаций в систему хозрасчета и самофинансирования, в чем он принимал активное участие. Именно это направление стало веской причиной для перехода на работу в ВИЭМС после ликвидации Министерства геологии РСФСР. В ВИЭМС Л.В.Оганесян руководил лабораторией организации и экономики научно-исследовательских работ, вплоть до создания в новой России государственного органа управления геологоразведочными работами и недропользованием.

С 1991 г. и до ухода в отставку с государственной должности в 2002 г. Л.В.Оганесян работал в центральном аппарате Госкомгеологии, Роскомнедра и МПР России. Он последовательно занимал должности главного специалиста и заместителя начальника отдела науки, начальника информационно-аналитического отдела, начальника Управ-

ления анализа и перспективного развития, начальника Управления информатики и информационных ресурсов.

Этот 12-летний период работы был особенно напряженным и плодотворным, насыщенным выдвижением и реализацией значимых задач по становлению и налаживанию деятельности геологической службы России в условиях коренных политических и экономических преобразований.

Несмотря на плотную занятость аппаратной работой, Л.В.Оганесян в 1992 г. защитил докторскую диссертацию по минерагению, в основу которой легли материалы много-летнего якутского периода трудовой деятельности.

В центральном аппарате Л.В.Оганесян под руководством министра В.П.Орлова наладил и координировал работу по подготовке Федеральной программы развития минерально-сырьевой базы России на 1994—2000 гг. ежегодного Государственного доклада о состоянии минерально-сырьевой базы России, концепции государственной политики в сфере воспроизводства, использования и охраны природных ресурсов России, а также по подготовке многочисленных аналитических материалов. В течение ряда лет он был активным творческим участником и куратором программы «Платина России».

Л.В.Оганесян приложил много усилий для укрепления информационно-аналитического сектора геологической службы страны. При его активной поддержке и научно-методическом участии были созданы и начали функционировать информационно-аналитический центр ВНИИГеосистем, центр «Минерал» в составе «Аэрогеологии», значительно совершенствовалась и активизировалась деятельность ГлавНИВЦ и Геоинформмарк.

Л.В.Оганесян обращал внимание на отраслевые периодические издания, будучи членом редколлегий журналов «Разведка и охрана недр», «Минеральные ресурсы России: экономика и управление», заместителем главного редактора журнала «Отечественная геология».

В качестве заместителя главного редактора он активно участвовал в работе по созданию и подготовке ежегодного уникального справочно-аналитического издания «Минеральные ресурсы мира».

В многом благодаря Л.В.Оганесяну было создано национальное информационное агентство «Природные ресурсы» (НИА-Природа), председателем редакционного совета которого он был в течение ряда лет на общественных началах.

После ухода в отставку с государственной должности (2002) Л.В.Оганесян продолжает активную организатор-

скую и научно-практическую деятельность, являясь профессором международного университета «Природа, общество, человек» (г.Дубна), членом ученого совета этого университета по присуждению ученых степеней, членом бюро секции «Науки о Земле» РАЕН, членом президиума Экспертно-научного совета при руководителе Роснедр, входит в состав редколлегии журнала «Минеральные ресурсы России: экономика и управление».

Значителен и признан геологической общественностью вклад Л.В.Оганесяна в работу по организации и проведению в 2000 г. юбилейных мероприятий, посвященных 300-летию горно-геологической службы России.

В 1998 г. съезд Российского геологического общества избрал Л.В.Оганесяна вице-президентом этой общественной организации геологов, где он активно работает и в настоящее время.

Л.В.Оганесян — автор и соавтор более чем 130 опубликованных научных работ, в т.ч. 7 монографий, научный редактор многочисленных монографических и мемуарных изданий.

Он выступал с докладами на научных конференциях регионального и всероссийского уровней, международных форумах, в т.ч. на двух сессиях Международного геологического конгресса (Пекин, 1966, Рио-де-Жанейро, 2000).

Характерная черта научно-практической деятельности Л.В.Оганесяна — то, что его карьерное продвижение не приводило на подготовленные предшественниками «теплые» места. Он практически всегда переходил на новую работу, чтобы начинать «с нуля»: определить направления и программу работ, создать коллектив единомышленников, и лишь потом руководить ими.

Л.В.Оганесян обладает широким научно-практическим кругозором и высокой работоспособностью, в первую очередь он предъявляет высокие требования к себе, а лишь потом с этой меркой относится к своим подчиненным и коллегам.

Министерство природных ресурсов

Российской Федерации

Российское геологическое общество

Российская академия естественных наук

Совет ветеранов геологической службы

Редколлегия журнала

60-летие Валерия Дмитриевича Каминского

В.Д.Каминский — один из ведущих ученых и организаторов науки в области геолого-геофизического изучения Мирового океана и его минеральных ресурсов, создания аппаратурных геофизических комплексов, оценки углеводородных ресурсов арктической окраины и шельфовых морей России.

Валерий Дмитриевич Каминский родился 10 сентября 1947 г. в г.Ленинграде. Еще учась в школе, отработал три сезона коллектором в Шалымской экспедиции Западно-Сибирского геологического управления (ЗСГУ) в Горной Шории. В 1970 г. окончил Ленинградский государственный университет по специальности «Геофизические методы поисков и разведки полезных ископаемых». В этом же году был принят на работу инженером в Научно-исследовательский институт геологии Арктики (НИИГА), переименованный в дальнейшем во Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология). С момента поступления в институт и по настоящее время занимал разные должности: младший научный сотрудник, старший научный сотрудник, заведующий отделом, заместитель директора по научной работе, и.о. директора института, с 2003 г. — директор института. В 1980 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

За годы работы в институте Валерий Дмитриевич провел 18 успешных экспедиций в Мировом океане, 8 экспедиций — Северном Ледовитом океане. Большая часть этих экспедиций проходила под его руководством. В результате трех комплексных экспедиций в Арктические моря были получены уникальные данные о глубинном строении, породившие новые представления о геологической истории этого региона.

Всего В.Д.Каминский имеет 130 печатных работ, из них 8 монографий. За последние 5 лет им опубликовано 30 статей в отечественных и зарубежных журналах, под его редакцией выпущено 2 монографии. При его участии издана Карта рельефа дна Северного Ледовитого океана, создан большой набор геофизических карт Арктики (магнитная, гравиметрическая, мощности осадков), которые являются основой для обоснования внешней границы континентального шельфа России в Арктике.

В.Д.Каминский в последние годы выполнил ряд важных работ, имеющих государственное и прикладное значение. Под его непосредственным руководством ведутся научно-исследовательские работы в Роснедра МПР РФ по подготовке геолого-геофизических материалов для обоснования внешней границы континентального шельфа России в Арктике и Тихом океане. Заявка России была рассмотрена в 2002 г. в Комиссии ООН по границам шельфа. В целом она одобрена, но были даны рекомендации по ее доработке. Составлен большой комплект геологических и геофизических карт Арктики, а карта рельефа дна Северного Ледовитого океана в 2000 г. отмечена Международным союзом картографов как лучшая карта.

За время работы в должности директора института В.Д.Каминский проявил себя хорошим хозяйственным руководителем, организатором науки. Была подготовлена «Стратегия изучения и освоения шельфов России» и пере-



дана Роснедра на утверждение в Правительство Российской Федерации. В ней определены главные задачи по вовлечению крупных территорий в народнохозяйственную деятельность страны, что укрепляет экономическую безопасность России. В институте был возрожден учений совет по присуждению докторских степеней по четырем специальностям. Успешно ведется работа с молодыми специалистами, ветеранами, приводятся в порядок рабочие помещения, институт оснащается новой техникой.

Валерий Дмитриевич Каминский ведет активную научно-общественную деятельность, является членом научных советов геологических организаций Санкт-Петербурга, в т.ч. экспертной группы по рациональному использованию природных и энергетических ресурсов Координационного совета по приграничному сотрудничеству при полномочном представителе Президента Российской Федерации в Северо-Западном федеральном округе.

В.Д.Каминский — лауреат премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники. Награжден орденом «За заслуги перед Отечеством» II степени, медалями «300 лет Российскому Флоту» и «300 лет Санкт-Петербургу». Имеет ведомственные награды: медаль «Горно-геологическая служба России», знаки «Отличник разведки недр» и «Почетный полярник», а также другие награды различных ведомств.

Друзья и коллеги Валерия Дмитриевича сердечно поздравляют его с юбилеем, желают здоровья и дальнейших творческих успехов.

Ученый совет ВНИИОкеангеология
Редколлегия журнала