

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

**5/2010**

*Учредители:*

Министерство природных ресурсов и  
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный  
научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

МОСКВА

## МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К.

Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы . . . . . 3

Округин А.В., Мишин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А.

Топоминералогическая характеристика потенциально рудоносных объектов Якутского погребенного поднятия (восточная часть Сибирской платформы). 13

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Зеденизов А.Н., Добрецов В.Н.

Природа золоторудной минерализации раннепротерозойского билляхского гранитоидного комплекса по геохимическим данным (Анабарский щит) . . . . 23

## ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Биллер А.Я., Смелов А.П., Зайцев А.И.

Изменения содержания, кристалломорфологии и средней массы алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитах северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции. . . . . 30

Угальева С.С., Заякина Н.В., Павлушин А.Д., Олейников О.Б.

Результаты комплексного минералогического исследования якутитов из россыпей Анабарского алмазного района . . . . . 37

Павлушин А.Д., Граханов С.А., Смелов А.П.

Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмазов из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы . . . . . 45

Зайцев А.И., Смелов А.П., Алтухова З.А.

Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) . . . . . 51

Трунилина В.А., Роев С.П., Павлова Л.А.

Состав биотитов гранитоидов Момо-Полоусной тектонической зоны Верхояно-Колымской орогенной области как критерий их расчленения . . . . . 60

Зайцев А.И., Бахарев А.Г.

Экстенсивные параметры формирования олововольфрамоносных лейкогранитов штока Аляскитовый (Северо-Восток России). . . . . 65

Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В.

Литохимия верхнекаменноугольных—нижнепермских и триасовых отложений восточного крыла Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье) . . . 76

## РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТНИКА

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Стром А.Л.

Сейсмотектонические деформации центральной части Алданского щита. . . . . 84

Третьяков Ф.Ф.

Тектоническое строение Хатыннахсалинского блока и смежных структур (Селенняхский хребет, Восточная Якутия) . . . . . 90

## СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Горяев С.К., Макошин В.И., Перегудов Л.Г.

Новые данные о стратиграфическом взаимоотношении брахиопод рода *Jakutoproductus* и *инецерампоподобных* двустворок в нижней перми Западного Верхоянья . . . . . 97

Девятков В.П., Князев В.Г., Никитенко Б.Л., Мельник О.А., Глинских Л.А.

Граница плинсбаха и тоара севера Восточной Сибири и стратиграфическое положение курунговской пачки келимйарской свиты (р.Келимйар, бассейн р.Оленёк) . . . 105

Сергеенко А.И., Прокопьев А.В.

Эоцен Кенгейской впадины (Северное Верхоянье, Арктическая Якутия) . . . . . 113

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско  
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 29.09.2010. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.  
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1  
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru  
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

## Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса — источника алмазов северо-востока Сибирской платформы

С.А.ГРАХАНОВ (ОАО «Нижне-Ленское»; *e-mail*: grahanovsa@nlykt.ru), А.П.СМЕЛОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: a.p.smelov@diamond.ysn.ru), К.Н.ЕГОРОВ (Институт земной коры СО РАН; *e-mail*: egorov@crust.irk.ru), Ю.К.ГОЛУБЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов; 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, кор.1; *e-mail*: diamond@tsnigri.ru)

В пределах северо-восточного обрамления Сибирской платформы установлен новый тип коренных источников алмазов, представленный осадочно-вулканогенными отложениями карнийского яруса верхнего триаса — туффитами. Туффиты характеризуются высоким содержанием пиропов, хромитов с полным отсутствием каких-либо следов механического износа или гипергенного растворения, а также ураганными концентрациями несортированных алмазов ( $10 \text{ кар/м}^3$ ). В результате размыва нетрадиционного коренного источника алмазов сформированы современные промышленные россыпные месторождения.

*Ключевые слова:* Сибирская платформа, алмазы, триас, туффиты, коренной источник.

## Sedimentary volcanogenic origin of the lowermost rocks of the Carnian stage — diamond primary source on the northeastern margin of the Siberian platform

S.A.GRAKHANOV, A.P.SMELOV, K.N.EGOROV, Yu.K.GOLUBEV

A new type of the diamond primary sources represented by sedimentary volcanogenic deposits (tuffites) of the Carnian stage (Upper Triassic) is recognized within the northeastern margin of the Siberian platform. Tuffites are characterized by high contents of pyropes and chromites with a total lack of any traces of mechanical wear or hypergene solution and by hurricane concentrations of unsorted diamonds (over  $10 \text{ carats/m}^3$ ). Relatively high amount of crystals of Varieties V and VII. Recent commercial placer deposits of the northeastern Siberian platform resulted from the washout of an alternative primary diamond source.

*Key words:* Siberian platform, diamonds, Triassic, tuffites, primary source.

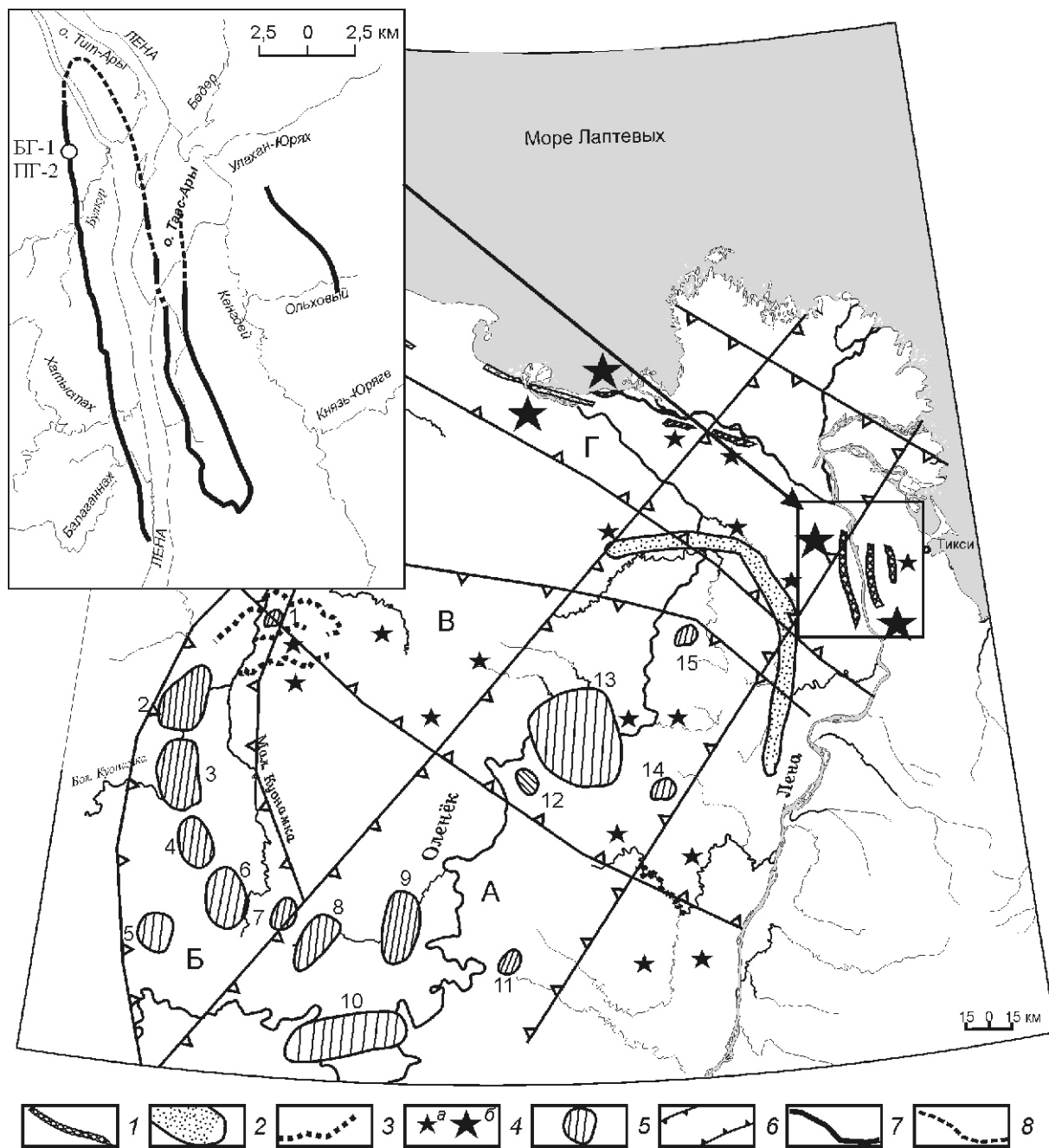
Минерагеническая особенность северо-восточной части Сибирской платформы — наличие уникальных россыпных месторождений алмазов в бассейнах рек Эбелях, Биллях, Маят, Холомолоох, Молодо. Для россыпей характерна ассоциация алмазов разных кристалломорфологических типов по Ю.Л.Орлову [7]. Она включает в основном ламинарные и округлые кристаллы I разновидности, а также алмазы V и VII разновидностей, коренные источники которых не известны [3]. Подобная ассоциация алмазов впервые появляется в грубообломочных отложениях карния [2], обычно рассматривающихся как палеороссыпи прибрежно-морского происхождения [9], и считаются промежуточными коллекторами для современных россыпных месторождений алмазов [3]. Проведенные в последние годы ОАО «Нижне-Ленское» прогнозно-поисковые работы в районе Булкурской антиклинали (в низовье р.Лена) (рис. 1) позволили установить, что грубообломочные образования карнийского яруса, несмотря на значительную протяженность выходов, имеют незначительные мощно-

сти (до 1 м). Обломочный материал преимущественно представлен шаровидными и эллипсоидными формами диаметром 3—5 см без видимой предпочтительной ориентировки в пласте. Обломки сложены в основном трахибазальтами, трахитами, андезито-базальтами, с одной стороны, и риолитами, дацитами, с другой. Важной особенностью является то, что во всех изученных выходах сохраняется процентное соотношение между этими двумя группами пород, что не характерно для прибрежно-морских россыпей, сформированных за счет поступления терригенного материала с континента. Цементирующая масса грубообломочных отложений по составу хлоритовая и железисто-гидрослюдистая слабо литифицирована и характеризуется отсутствием механического износа минералов тяжелой фракции. Полученные новые данные позволили предположить участие вулканогенного материала при формировании карнийских отложений [4]. Наиболее детально петрография и минералогия этих пород были изучены в районе устья р.Булкур, на участке с алмазоносностью, достигаю-

шей 10 кар/м<sup>3</sup>. Первые результаты исследований изложены в данной статье.

**Геологическое положение алмазоносных пород.** Алмазоносные грубообломочные породы карнийского яруса в низовьях р. Лена (Булкурская антиклиналь) повсеместно залегают на среднетриасовых ладин-

ских песчаниках. Эта пачка толстоплитчатых серых песчаников с массой обугленных растительных остатков хорошо выражена в рельефе в форме кустообразных гряд. Алмазоносные породы перекрыты пластом темно-серых нижнекарнийских алевролитов или аргиллитами с четко выраженной горизонталь-



**Рис. 1. Минерагеническая схема алмаза северо-востока Сибирской платформы:**

1 — алмазоносные породы карнийского яруса; 2 — потенциально-промышленные россыпи рэтского яруса; 3 — промышленные четвертичные россыпи; 4 — находки алмазов в разновозрастных промежуточных коллекторах: а — низкие содержания, б — высокие и ураганные; 5 — кимберлитовые поля (1 — Анабарское, 2 — Староречинское, 3 — Ары-Мастахское, 4 — Дюкенское, 5 — Биригиндинское, 6 — Куранахское, 7 — Лучеканское, 8 — Западно-Укуитское, 9 — Восточно-Укуитское, 10 — Чомурдахское, 11 — Огонер-Юряхское, 12 — Мерчимденское, 13 — Куойкско-Молодинское, 14 — Толуопское, 15 — Хорбусуонское); 6 — минерагенические зоны: (А — Далдыно-Оленёкская, Б — Куонамская, В — Молодо-Попигаевская, Г — Приморская); на врезке: 7 — местонахождение объекта изучения и контуры выходов алмазоносных отложений карния, 8 — их предполагаемого продолжения под четвертичными отложениями



ной слоистостью. Раннекарнийский возраст пласта обоснован остатками аммоноидей, двустворок и комплексом фораминифер. Аммоноидеи принадлежат двум нижним зонам нижнего карния *Stolleyites tenuis* и «*Protrachyceras*» *omkutchanicum*. Двустворки с *Halobia ex gr. zitteli* Tell., *Bakevella benetti* (Bomh), *Janopecten subpolaris* (Polub.), *Cardinia borealis* Kipar. характеризуют зону *Zittelihalobia zitteli*; *Halobia zhilnensis* Polub. Встречается *Zittelihalobia tatajaensis*, а *Halobia popowi* Polub, которые также типичны для одноименной зоны и соответствуют зоне *Neoprotrachyceras seimkanense* по аммонитам [5].

В отложениях, перекрывающих алмазоносные породы в районе мыса Улахан-Крест (Оленёкский залив), обнаружены обильные фаунистические находки: *Janopecten*, *J. deljanensis* (Kipar.), *Oxytoma* cf. *tokuyamae* Polub., *Daonella* vel *Primahalobia*, *Janopecten* sp. indet., *Cardinia* cf. *sibirica* Vor. зона *omkutchanicum Ochotochlamys* cf. *korkodonensis* (Polub.). По заключению А.М.Трущелева (ГГГУП «Якутскгеология», г.Якутск), данные находки позволяют отнести толщу к нижнему карнию. По данным Ю.М.Сибирцева, в пределах Быковской антиклинали (участок Ольховый) выделяются два алмазоносных слоя. Нижний наиболее продуктивный он относит к ладинскому ярусу.

Мощность алмазоносных грубообломочных пород карнийского яруса изменяется от 0,1 до 1 м. В региональном плане алмазоносные грубообломочные породы присутствуют среди триасовых отложений, сформированных в различных палеофациальных условиях, что отражается в специфике их состава. В районе Булкурской антиклинали они характеризуются высокими содержаниями пиропов (50% массы тяжелой фракции), ураганными концентрациями несортированных алмазов (10 кар/м<sup>3</sup>), аномальными содержаниями анатаза, практически полным отсутствием в легкой фракции кварца. В осадочных образованиях базального горизонта карнийского яруса предположительно прибрежно-морского происхождения отмечается хорошая сортированность алмазов и их минералов-спутников, значительно возрастает доля кварца и фиксируется морская фауна.

**Петрография алмазоносных грубообломочных пород.** Во избежание неоднозначной трактовки генезиса алмазоносных пород были изучены базальные грубообломочные отложения карнийского яруса, залегающие на континентальных ладинских отложениях в районе Булкурской антиклинали (см. рис. 1, обнажения БГ-1 и ПГ-2). Базальный горизонт сложен интенсивно ожелезненной буровато-коричневой песчано-глинистой массой, содержащей несортированные обломки различных пород.

**Литокласты и обломки терригенных пород.** Содержание грубообломочного материала в породах изменяется в пределах 65—85%. В составе преобладают обломки вулканических пород (около 90%)

овальной, шаровидной, эллипсоидной, реже неправильной формы и окрашенные гидроксидами железа в буроватые до черных тонов. Остальной терригенный материал представлен обломками осадочных пород (песчаники, известняки, доломиты, алевролиты, аргиллиты).

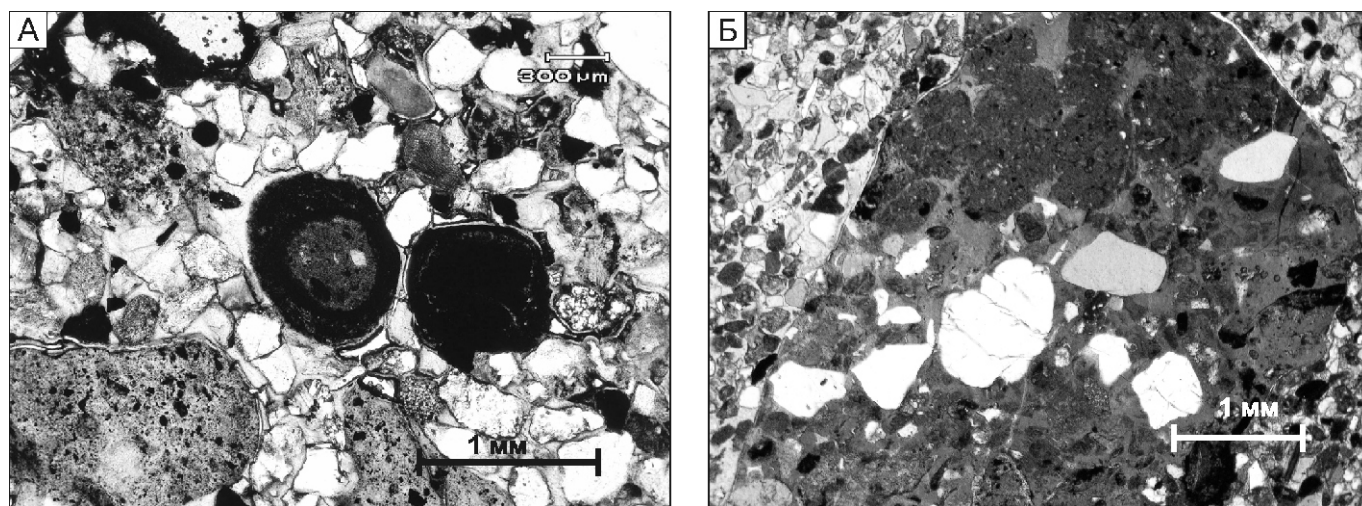
Среди вулканических пород резко преобладают (80—90%) трахибазальты, андезито-базальты, гиалобазальты, трахиты, сиенит-порфиры с микропорфировой, микролитовой в комбинации с аповариолитовой структурой основной массы. Отдельные образцы трахибазальтов и андезито-базальтов относятся к оливинсодержащим разновидностям. Содержание оливина в этих породах обычно 5—10%, иногда возрастает до 35—40% в оливиновых базальтовых порфирах. Оливин образует мелкопорфировые выделения или гломерозернистые обособления, замещен хлорит-гидрослюдистым агрегатом или иддингситоподобным веществом. Другой порообразующий темноцветный минерал — клинопироксен полностью замещен хлорит-гидрослюдистым агрегатом с гидроксидами железа. Плагноклаз на их фоне имеет более свежий облик и в незначительной степени хлоритизирован. Редкие миндалины залечены хлорит-гидрослюдистым агрегатом. Кроме обломков основных субщелочных и щелочных пород отмечаются овальные обособления риолит-порфиров с многочисленными крупными вкрапленниками полевых шпатов (20%), замещенных гидрослюдистым агрегатом. Агрегатно-чешуйчатые скопления хлорита замещают первичный темноцветный минерал, концентрируются вблизи образований рудных минералов. Кроме того, в основной массе породы встречаются зерна циркона, апатита. Овальная, шаровидная и эллипсоидная формы обломков и выдержанный петрографический состав вулканических пород позволяют рассматривать их в качестве литокластов по Ю.В.Уткину [13]. Они не имеют следов транспортировки, сортировки и характеризуются одинаковым набором по петрографическому составу на всем протяжении выходов карнийского яруса. Надо отметить, что докембрийские и палеозойские породы подобного состава на северо-востоке Сибирской платформы не известны, что также свидетельствует о литокластической природе обломков вулканических пород.

Среди терригенного материала отмечаются редкие обломки гранит-порфиров, аргиллитов, песчаников, а также кристаллокласты от псаммитовой до мелкопсефитовой размерности. Обломки катаклазированных гранит-порфиров представлены апографическим агрегатом кварца и полевых шпатов. При этом зерна кварца, как правило, деформированы. Аргиллиты содержат в ожелезненной глинистой массе кварц (10%), полевые шпаты (2—3%), обломки пород (1%), измененную гидратированную слюду (1%). Кроме того, встречаются редкие обломки кремнистых пород.

**Минералого-петрографический состав песчано-глинистого цемента.** Обычно при описании песчано-глинистого цемента грубообломочных карниевских отложений, используются термины: гравелитовый, песчаный или аргилитовый. Часто породы цемента имеют полосчатое или линзовидно-полосчатое строение. При микроскопическом изучении песчаной фракции пород устанавливаются зерна кварца, плагиоклазов, калиевого полевого шпата, пластинки слюды. По морфологии зерна кварца и полевых шпатов имеют неправильную, угловатую, рогульчатую, реже изометричную формы, без следов механической обработки, что, прежде всего, характерно для вулканогенно-осадочных пород [13] и позволяет на данном этапе исследований рассматривать их как кристаллокласты или ретрокласты (рис. 2). Состав глинистого цемента хлоритовый, железисто-гидрослюдистый. По данным рентгенодифрактометрического фазового анализа, выполненного на приборе ДРОН-3.0 (условия съемки: излучение —  $\text{Cu K}$ ,  $\text{Ni}$  — фильтр,  $V$  25 кВ,  $I$  20 мА) в ИЗК СО РАН (г.Иркутск, оператор Т.С.Филева) цемент представлен железистым хлоритом (шамозитом), гидрослюдой, иллитом, цеолитом (анальцимом), ярозитом, натровым ярозитом, смектитом, дернитом, каолинитом, а также примесью плагиоклаза, кварца, анатаза. Химический состав ретрокластов, ксенокристов и минералов связующей массы приведен в табл. 1. Ретрокласты представлены кварцем, альбитом, олигоклазом и измененным микроклином, а ксенокристы — рутилом, пикроильменитом и зональными изометричными кристаллами хромшпинелидов. Связующая масса сложена тонкокристаллическими агрегатами шамозита и гидрослюды с единичными выделениями анальцима. В целом минералого-петрографичес-

кие особенности состава изученных пород свидетельствуют об их вулканогенно-осадочной природе, а сами породы представляют собой туффиты, поскольку общее содержание терригенного материала не превышает 10—25%.

В отдельных прослоях туффитов среди мелкозернистой песчаной фракции, сложенной кварцем и полевыми шпатами, присутствуют многочисленные темно-бурые округлые, линзовидные и веретенообразные лапилли размером 3—4 мм, а также фрагментарные пропластки гидрослюдисто-хлоритового состава (30%). На выветрелой поверхности при разрушении округлых обособлений создается впечатление пузырчатой текстуры породы. Лапилли сложены тонкокристаллическим агрегатом глинистых минералов с остроугольными обломками кварца и кислого плагиоклаза, а также псевдоморфозами по округлым минералам (см. рис. 2). В цементе лапиллевых туффитов по данным рентгенодифрактометрического анализа преимущественно развиты натровый ярозит, цеолит (анальцим), хлорит, смектит, каолинит, а также иллит, галлуазит, анатаз, кальцит. Представительные химические анализы минералов лапиллей приведены в табл. 1. Не обсуждая особенности определения рентгеноспектральным методом химических составов скрытокристаллических глинистых минеральных агрегатов, отметим, что основная масса лапиллей сложена агрегатом тонкокристаллического железистого хлорита (шамозита). В подчиненном количестве присутствуют гидрослюда, анальцим, гидрогётит, диаспор и кальцит. Остроугольные обломки минералов (около 0,1 мм) сложены альбитом, кварцем и измененным калиевым полевым шпатом. По химическому составу минералы лапиллей и связующей песчано-глинистой массы также не различаются.



**Рис. 2. Лапилли в туффите карниевского яруса:**

А — лапиллевый туффит с аккреционными лапиллями сферической формы и остроугольными обломками кварца и полевых шпатов (шлиф, николи); Б — внутренняя структура лапилл с ретрокристами кварца и псевдоморфозами шамозита по округлому минералу (полированный шлиф, при косом освещении)

1. Представительные анализы минералов туффигов и лапиллей (в %)

| Участок в шлифе БГ-1 | Анализы | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MgO   | MnO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Сумма  | Минерал                     |
|----------------------|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|-------|-------------------|------------------|--------|-----------------------------|
| Туффиты              |         |                  |                  |                                |                                |       |       |      |       |                   |                  |        |                             |
| Ан-5-2               | 4       | 24,69            | —                | 21,96                          | —                              | 31,10 | 10,59 | —    | —     | —                 | —                | 88,35  | Шамозит (с)                 |
| Ан-5-2               | 6       | 25,34            | —                | 19,55                          | —                              | 41,50 | 4,29  | —    | —     | —                 | —                | 90,67  | Шамозит (с)                 |
| Ан-5-2               | 8       | 26,15            | —                | 21,36                          | —                              | 35,65 | 5,59  | —    | —     | —                 | —                | 88,75  | Шамозит (с)                 |
| Ан-6-5               | 1       | 25,88            | —                | 21,34                          | —                              | 34,41 | 3,32  | —    | —     | —                 | 0,58             | 85,53  | Шамозит (с)                 |
| Ан-8-2               | 12      | 26,57            | —                | 19,76                          | —                              | 39,06 | 4,53  | —    | —     | —                 | —                | 89,92  | Шамозит (с)                 |
| Ан-8-2               | 14      | 28,80            | —                | 20,83                          | —                              | 38,18 | 4,93  | —    | —     | —                 | —                | 92,74  | Шамозит (с)                 |
| Ан-6-4               | 2       | 47,49            | —                | 24,54                          | —                              | 8,73  | 1,97  | —    | —     | 0,96              | 7,03             | 90,72  | Гидрослюда (с)              |
| Ан-6-4               | 5       | 49,76            | —                | 23,89                          | —                              | 5,60  | 2,45  | —    | —     | —                 | 9,72             | 91,42  | Гидрослюда (с)              |
| Ан-6-4               | 6       | 48,46            | —                | 22,73                          | —                              | 11,90 | 1,64  | —    | —     | 2,19              | 4,46             | 91,37  | Гидрослюда (с)              |
| Ан-8-6               | 10      | 65,54            | —                | 15,83                          | —                              | 1,22  | —     | —    | 1,53  | 7,75              | 0,47             | 92,34  | Са-Na-цеолит (с)            |
| Ан-5-2               | 2       | 100,4            | —                | —                              | —                              | —     | —     | —    | —     | —                 | —                | 100,4  | Кварц (р)                   |
| Ан-6-2               | 2       | 61,65            | —                | 22,72                          | —                              | 0,84  | —     | —    | 5,50  | 8,17              | —                | 98,88  | Олигоклаз (р)               |
| Ан-5-2               | 9       | 67,13            | —                | 19,13                          | —                              | —     | —     | —    | 0,65  | 11,24             | —                | 98,16  | Альбит (р)                  |
| Ан-6-4               | 4       | 66,34            | —                | 19,06                          | —                              | 3,04  | —     | —    | —     | 11,09             | —                | 99,53  | Альбит (р)                  |
| Ан-5-2               | 4       | —                | 50,91            | 0,68                           | 0,77                           | 39,66 | 8,52  | —    | —     | —                 | —                | 100,55 | Пикроильменит (к)           |
| Ан-4-2               | 6       | —                | 98,57            | —                              | 0,73                           | —     | —     | —    | —     | —                 | —                | 99,30  | Анаказ (к)                  |
| Ан-10                | 5       | —                | —                | 17,45                          | 46,88                          | 21,80 | 11,57 | —    | —     | —                 | —                | 97,70  | Хромшпинель (к) центр зерна |
| Ан-10                | 8       | 1,09             | —                | 2,96                           | 50,13                          | 34,09 | 10,07 | —    | —     | —                 | —                | 98,33  | Хромшпинель (к) край зерна  |
| Лапиллы              |         |                  |                  |                                |                                |       |       |      |       |                   |                  |        |                             |
| Ш-1-4                | 7       | 27,05            | —                | 20,40                          | —                              | 33,08 | 3,55  | —    | —     | —                 | 1,30             | 85,37  | Шамозит                     |
| Ш-2-2                | 6       | 8,67             | —                | 7,97                           | —                              | 56,78 | 1,87  | 3,50 | 0,85  | —                 | —                | 79,63  | Гидрогётит диапор (о)       |
| Ш-3-3                | 2       | 37,58            | —                | 28,17                          | —                              | 11,74 | 2,81  | —    | —     | 1,06              | 5,70             | 87,05  | Гидрослюда (о)              |
| Ш-3-6                | 2       | 64,78            | —                | 18,61                          | —                              | —     | —     | —    | —     | 10,41             | —                | 93,79  | Анальим (о)                 |
| Ш-8                  | 5       | —                | —                | —                              | —                              | 2,26  | —     | 1,18 | 44,09 | —                 | —                | 47,53  | Кальцит (о)                 |
| Ш-5-1                | 5       | 61,09            | —                | 18,08                          | —                              | —     | 0,95  | —    | —     | 0,95              | 14,23            | 94,35  | Микроклин (р)               |
| Ш-5-1                | 13      | 67,51            | —                | 19,31                          | —                              | —     | —     | —    | —     | 11,18             | —                | 98,00  | Альбит (р)                  |
| Ш-1-3                | 4       | 52,82            | —                | 5,43                           | —                              | 13,92 | 24,94 | —    | —     | —                 | —                | 97,11  | Ромбический пироксен (к)    |

Примечание. Анализы минералов выполнены на электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетической приставкой INCA Energy 350 фирмы «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 1 нА в ИГ АБМ СО РАН, г. Якутск, аналитик Н.В.Лескова; с — связующая масса; р — ретрокласты; к — ксенокристи; о — основная масса.



Лапилли могли быть образованы за счет вулканического стекла, содержащего реликты глубинных эндогенных минералов. Подтверждением эндогенной природы лапиллей (первично расплавной) могут служить находки в них таких минералов как высокоглиноземистый ромбический пироксен, хромшпинелиды, а также в корродированных сростках анатаза и пикроильменита.

*Химический состав туффицитов без литокластов* представлен в табл. 2. На дискриминационной диаграмме А.Н.Неелова [6] точка анализа породы находится в поле карбонатных аргиллитов вблизи границы с полем карбонатных и железистых аргиллитов. Учитывая наличие остроугольных обломочных зерен и петрохимические особенности, породу можно диагностировать как туфогенный алевролит или даже туфогенный песчаник с глинистым цементом железистой специфики. На диаграмме А.А.Предовского [8] точка состава породы попадает в поле ультраосновных магматических пород, что не согласуется с высоким содержанием  $Al_2O_3$  и низким  $MgO$  в породе. Из осадочных пород точка состава лежит ближе всего к границе поля туффицитов с основным и ультраосновным материалом, что более приемлемо, учитывая минералогию ксеногенного материала.

В виду того, что большая часть как темноцветных, так и других минералов в породах частично или полностью замещена, диагностика химического состава вулканического материала достаточно затруднена. Чтобы минимизировать изменения химического состава породы, связанные с присутствием некоторого количества ретрокластов кварца, последние были удалены в ходе подготовки проб. Состав глинистой составляющей туффицитов, лишенной терригенного кварца, приведен в табл. 2. По соотношению  $SiO_2$  и суммы щелочей глинистая составляющая близка к щелочным ультраосновным породам. Однако при этом содержание  $MgO$  не превышает 1,14%, что может быть связано с формированием вулканической породы в подводных условиях с последующим ее интенсивным преобразованием вторичными процессами. Суммарное количество летучих компонентов ( $H_2O$  и  $CO_2$ ) в породах изменяется в интервале 14—17%. Повышенное содержание серы связано в большей степени с широким развитием ярозита. Вместе с тем, содержание индикаторных элементов в цементе таких как  $Cr$  (370—500 г/т) и  $Ni$  (23—33 г/т), указывающих на ультраосновной состав породы, и концентрация редких несовместимых (лантан, церий и др.), а также некоторых низкозарядных элементов (барий и др.), не позволяют однозначно идентифицировать их с известными промышленно алмазоносными кимберлитовыми породами. О пользе вулканизма ультраосновного состава свидетельствуют значительные количества алмаза, аксессуарных (ксеногенных) минералов-спутников алмаза в породах, непршедших механическую обработку. Так, содержание

пиропов в породах этого участка, достигает 700 знаков на 1 л (51,3% от массы тяжелой фракции), хромшпинелидов — 60, пикроильменита — 8.

**Минеральный состав тяжелой фракции туффицитов карнийского яруса — уникальный по содержа-**

**2. Химические составы (в %) и содержания микроэлементов (в г/т) в туффите (1) и в их глинистой фракции (2–4)**

| Компоненты | БГ-1  | ПГ-2/1 | ПГ-2/2 | ПГ-2/3 |
|------------|-------|--------|--------|--------|
|            | 1     | 2      | 3      | 4      |
| $SiO_2$    | 42,13 | 37,27  | 38,60  | 36,67  |
| $TiO_2$    | 1,02  | 1,92   | 1,78   | 1,52   |
| $Al_2O_3$  | 17,41 | 14,51  | 14,56  | 16,16  |
| $Fe_2O_3$  | 6,85  | 15,73  | 17,56  | 18,88  |
| $FeO$      | 19,0  | —      | —      | —      |
| $MnO$      | 0,07  | 0,01   | 0,012  | 0,01   |
| $MgO$      | 3,11  | 1,1    | 1,14   | 1,13   |
| $CaO$      | 0,51  | 6,01   | 4,49   | 1,63   |
| $Na_2O$    | 0,84  | 0,8    | 0,85   | 0,97   |
| $K_2O$     | 0,84  | 2,5    | 2,5    | 2,95   |
| $P_2O_5$   | 0,07  | 0,29   | 0,16   | 0,16   |
| $S_{общ.}$ | 0,01  | 6,09   | 4,34   | 3,44   |
| п.п.п      | 7,81  | —      | —      | —      |
| Сумма      | 99,70 | —      | —      | —      |
| Sc         | —     | 25     | 26     | 28     |
| Pb         | —     | 26     | 27     | 21     |
| Ni         | —     | 23     | 34     | 33     |
| Zn         | —     | 74     | 84     | 91     |
| Ga         | —     | 14     | 16     | 16     |
| Cu         | —     | 32     | 39     | 35     |
| As         | —     | 250    | 260    | 220    |
| Co         | —     | 21     | 26     | 26     |
| Cr         | —     | 500    | 460    | 370    |
| V          | —     | 280    | 300    | 320    |
| La         | —     | 34     | 32     | 30     |
| Ce         | —     | 69     | 64     | 60     |
| Nd         | —     | 33     | 25     | 27     |
| Ba         | —     | 880    | 480    | 610    |

*Примечание.* Анализы выполнены: 1 — методом мокрой химии в ИГАБМ СО РАН, г.Якутск, аналитик Л.Т.Галенчикова; 2—4 рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре S4 Pioneer фирмы Bruker (Германия) в аналитическом центре ИНЦ СО РАН, г.Иркутск, аналитик Е.В.Худоногова.

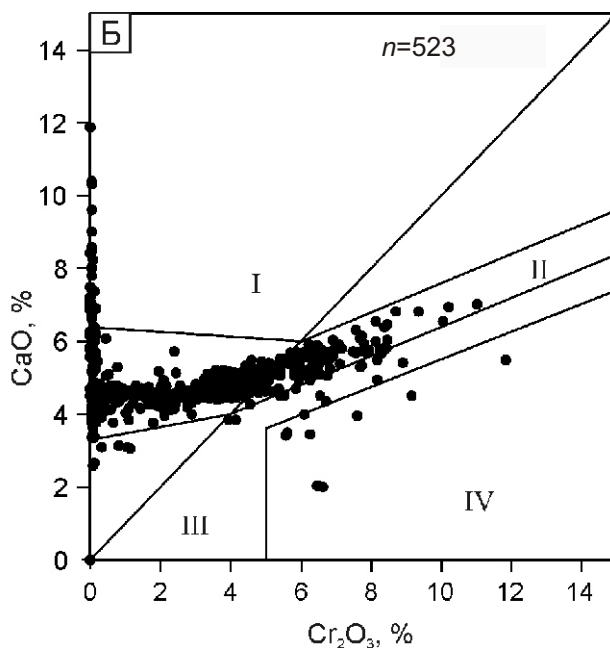
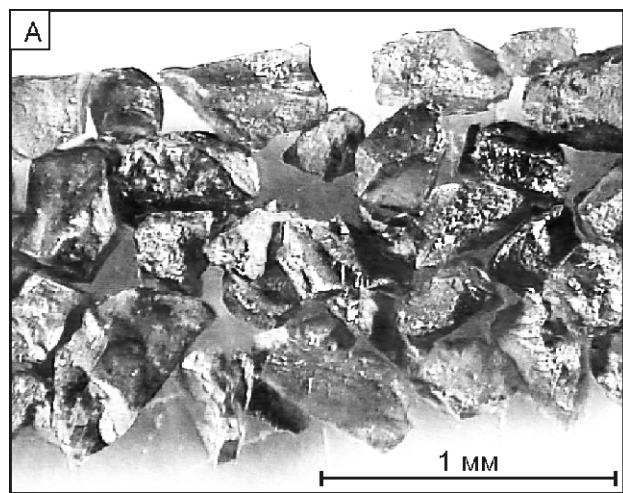
нию, широкому спектру цветовых разновидностей пиропов, хромшпинелидов, пикроильменита, анатаза и алмаза. Морфология, гранулометрия и сохранность барофильных минералов позволяют предположить, что туффиты могут быть их коренными источниками. Среди минералов-спутников алмаза преобладает пироп, в меньших количествах присутствуют хромшпинелиды и пикроильменит. В составе тяжелой фракции необычно высока доля анатаза, что не характерно для терригенных формаций северо-востока Сибирской платформы.

**Алмазы.** Масса алмазов из туфогенно-осадочных пород основания карнийского яруса изменяется в широких пределах от доли миллиграмма до 5,16 карата. Характерная особенность минерала — высокое содержание серых, переполненных включениями графита кристаллов V разновидности и сложных двойников и сростков додекаэдров VII разновидности [7] с легким ( $^{13}\text{C}$  22,5‰) изотопным составом углерода. С ними ассоциируют желто-оранжевые кубоиды II разновидности (5—10%) с изотопией углерода промежуточного ( $^{13}\text{C}$  13,60‰) состава. Среди кристаллов I разновидности преобладают типичные округлые скрытослоистые додекаэдровиды (уральский тип) при сравнительно низком содержании додекаэдров с шагренью и полосами пластической деформации (жильный тип) и ламинарных алмазов, характерных для богатых коренных месторождений [3]. В алмазах участка Булкур обнаружено два включения оливина. Ранее в семи алмазах (среди них 6 камней I разновидности) из участка БГ-1 были

установлены следующие включения: оливин в октаэдрическом кристалле (ультраосновной парагенезис), гранат оранжевого цвета в октаэдре, оранжевый гранат и омфаци в октаэдре и в двух додекаэдроидов с шагренью (эклогитовый парагенезис), в одном двойнике додекаэдровидов VII разновидности диагностировано включение санидина (эклогитовый парагенезис) [3]. Специфика изученной ассоциации алмазов заключается также в относительно низком содержании кристаллов с сине-голубой фотолюминесценцией (25%) при преобладании (40%) индивидов с розово-сиреневым и фиолетовым свечением.

На кристаллах всех разновидностей участка Булкур отсутствуют следы механического износа. На поверхности трех кристаллов алмаза из туффитов обнажения ПГ-2 были изучены составы минеральных фаз (А.Д.Павлушин, С.А.Граханов, А.П.Смелов, 2010). Все три алмаза общей массой 0,42 карата были найдены в шлиховой пробе при опробовании рыхлых туффитов, поэтому дробление исходного материала в металлических ступах и обработка кристаллов в кислотах не производились. Не останавливаясь на деталях проведенного изучения, отметим, что кроме иллита на гранях алмазов был диагностирован галотрихит  $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$  в виде обширных пористых корочек в отрицательных элементах рельефа. Образование галотрихита часто связано с вулканической деятельностью [14].

**Пироп** встречается в тяжелой фракции туффитов во всех классах крупности, повышенное количество характерно для класса 0,5 мм и 0,25 мм. Гранат



**Рис. 3. Пиропы из туффитов карнийского яруса:**

А — морфология пиропов; Б — парагенетическая дискриминационная диаграмма  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ — $\text{CaO}$  (%) [10, 15] для пиропов из пробы туффитов БГ-1; поля составов пиропов: I — верлитового, II — лерцолитового, III — дунит-гарцбургитового, IV — алмазоносного дунит-гарцбургитового парагенезисов



3. Представительные анализы пиропов и минералов келифитовых кайм, развитых вокруг них (в %)

| Оксиды                         | Пироп 1 | Келифит на контакте с пиропом 1 |         | Келифит пирона 1 на контакте с цементом туффита |                | Пироп 2 | Келифит пирона 2 |        |           | Пироп 3 | Келифит пирона 3 |         |
|--------------------------------|---------|---------------------------------|---------|-------------------------------------------------|----------------|---------|------------------|--------|-----------|---------|------------------|---------|
|                                |         | Хлорит                          | Шпинель | Фуксит                                          | Ст-Al-магнетит |         | Фуксит           | Анатаз | На-ярозит |         | Хлорит           | Шпинель |
| SiO <sub>2</sub>               | 41,86   | 28,45                           | —       | 43,02                                           | 3,77           | 41,67   | 48,01            | —      | —         | 42,20   | 27,75            | —       |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,43    | —                               | —       | —                                               | —              | 1,12    | —                | 100,48 | —         | —       | —                | —       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,38   | 28,36                           | 49,73   | 22,11                                           | 11,85          | 20,50   | 27,89            | —      | 1,64      | 17,25   | 24,43            | 44,24   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,58    | 8,01                            | 26,31   | 2,29                                            | 1,26           | 2,03    | 2,08             | —      | —         | 8,26    | 6,84             | 20,09   |
| FeO                            | 5,80    | 19,99                           | 13,20   | 11,96                                           | 56,97          | 8,01    | 1,72             | —      | 39,02     | 6,16    | 29,86            | 19,55   |
| MnO                            | —       | —                               | —       | —                                               | 1,85           | —       | —                | —      | —         | —       | —                | —       |
| MgO                            | 20,76   | 6,27                            | 11,39   | 1,66                                            | 0,80           | 21,66   | 1,48             | —      | —         | 19,42   | 6,35             | 12,97   |
| CaO                            | 5,75    | 0,62                            | —       | 0,71                                            | —              | 4,74    | —                | —      | —         | 6,02    | —                | —       |
| Na <sub>2</sub> O              | —       | —                               | —       | —                                               | —              | —       | —                | —      | 4,58      | —       | —                | —       |
| K <sub>2</sub> O               | —       | 2,00                            | —       | 5,94                                            | —              | —       | 8,11             | —      | 1,13      | —       | 0,52             | 0,54    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | —       | —                               | —       | —                                               | —              | —       | —                | —      | 2,27      | —       | —                | —       |
| S                              | —       | —                               | —       | —                                               | —              | —       | —                | —      | 29,82     | —       | —                | —       |
| Сумма                          | 99,57   | 93,70                           | 100,64  | 87,70                                           | 76,48          | 99,75   | 89,28            | 100,48 | 78,46     | 99,31   | 95,75            | 97,39   |

Примечание. Анализы минералов выполнены на электронном сканирующем микроскопе LEO1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 300 в ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик С.В.Канакин.

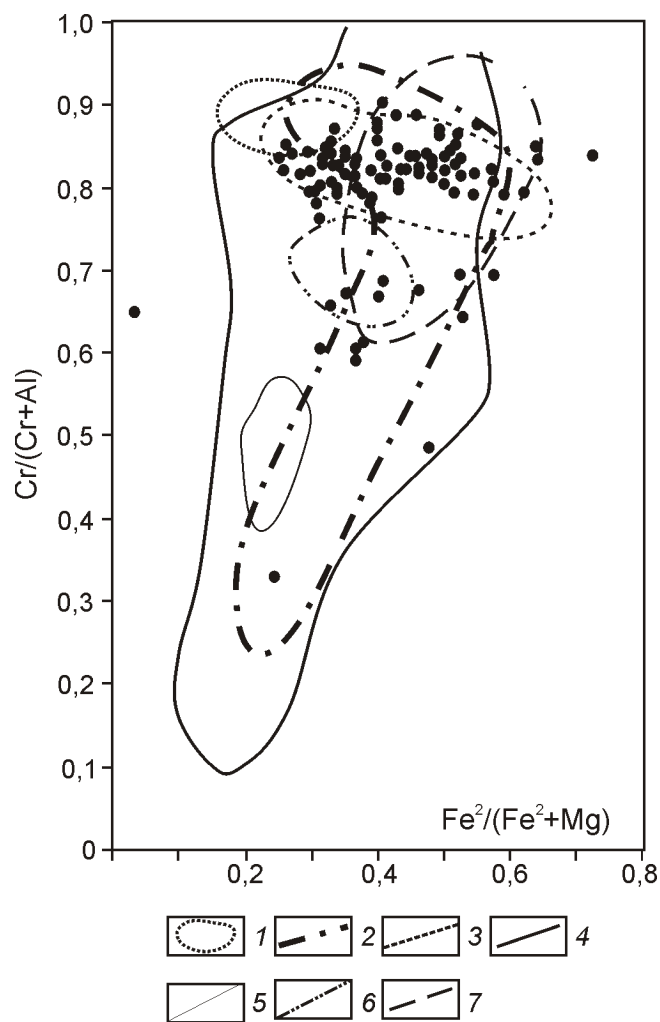
представлен преимущественно обломками и осколками трещиноватых зерен с поверхностями протосколов, на которых отмечается тончайший микрорельеф магматического растворения (рис. 3, А). На поверхности зерен пиропов следов гипергенных преобразований (кубоидного и дислокационного типа растворения) не наблюдается. На некоторых зернах отмечаются фрагменты келифитовых кайм от ярко-голубовато-зеленого до светло-бурого цвета, эмалевидного блестящего облика, иногда имеющих зональное строение. Непосредственно на контакте с пиропом келифит первой зоны представлен хромистой шпинелью в ассоциации с высокохромистым хлоритом; келифит второй (внешней) зоны преобразован в фуксит с мелкими выделениями Cr-Al-магнетита (табл. 3). Состав хромистой шпинели из наименее измененных келифитов полностью аналогичен составу Cr-шпинели из мантийных метасоматических реакционных кайм и участков плавления пиропов из кимберлитов [11]. Таким образом, процессы келифитизации пиропов из туффитов происходили в магматической системе, а затем продукты келифита были подвергнуты изменениям в низкотемпературных условиях с образованием фуксита, иллита, натрового ярозита.

Пиропы характеризуются полным спектром цветовых разновидностей от желтых, оранжевых до темно-фиолетовых. Содержание пиропов эклогитового парагенезиса желтой и оранжевой окраски достигает 30—35% от общей массы гранатов. По химическому составу пиропы относятся к лерцолитовому, верлитовому и дунит-гарцбургитовому парагенезисам, а также эклогитовому (см. рис. 3, Б). Среди них значительная доля (20%) гранатов из алмазоносных эклогитов и низкая (1—2%) продуктивных дунит-гарцбургитов. В незначительных количествах присутствуют высокохромистые субкальциевые пиропы, аналогичные включениям в алмазах [10, 15], которые подтверждают высокую алмазоносность туффитов. В проанализированной выборке отсутствуют гранаты, соответствующие лерцолитам аномального состава [12], характерные главным образом для мезозойских кимберлитов северо-востока Сибирской платформы.

**Хромшпинелиды** имеют размеры 0,2—2,0 мм. Среди них встречены следующие морфологические разновидности: 1 — плоскогранные, остросереберные октаэдры; 2 — мириоздрические кристаллы, оформленные многочисленными вицинальными гранями, придающими кристаллу округлую форму; 3 — кристаллы переходного типа октаэдр—мириоздр и 4 — обломки и осколки неправильной и неопределенной формы. На поверхности отдельных кристаллов отмечаются признаки магматической коррозии, некоторая часть хромшпинелидов имеет гладкую блестящую поверхность. Хромшпинелиды со следами гипергенной трещиноватости или механического износа не наблюдались.

По химическому составу среди хромшпинелидов присутствуют как высокотитанистые разновидности ( $\text{TiO}_2$  1%), так и низкотитанистые ( $\text{TiO}_2$  1%). По соотношению  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$  к  $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$  две группы шпинелидов в целом образуют тренд, характерный для кимберлитов, часть зерен имеет составы близкие к таковым из включений в алмазах (рис. 4). В полированных шлифах удается выявить зональное строение зерен хромшпинелидов. Центральную однородную часть зерен слагают высокоглиноземистые разновидности, а краевую (корродированную) — высокожелезистые.

Таким образом, результаты изучения морфологии и составов барофильных минералов из грубообломочных осадочно-вулканогенных отложений карнийского яруса свидетельствуют о том, что туффиты являются коренными источниками ксеногенных алмазов, пиропов, хромшпинелидов и пикроильменитов.



**Рис. 4. Парагенетическая дискриминационная диаграмма  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ — $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$  для хромшпинелидов из пробы туффитов БГ-1:**

поля составов хромшпинелидов по [1]: 1 — включений в алмазах, 2 — кимберлитов, 3 — меймечитов, 4 — ксенолитов из кимберлитов, 5 — базальтов срединно-океанических хребтов, 6 — коматиитов, 7 — «курунгского» типа

В заключение следует отметить, что первые результаты изучения петрографии, геохимии и минералогии алмазоносных грубообломочных осадочно-вулканогенных отложений карнийского яруса, сформированных в континентальных обстановках, показывают, что их образование связано главным образом с вулканическими процессами, а сами породы являются туффитами. Для них характерны литокласты, лапилли и ретрокласты, сцементированные измененным вулканическим материалом. В настоящее время можно предполагать, что туффиты имеют основной и (или) ультраосновной состав со щелочным уклоном. Об ультраосновном магматизме свидетельствует присутствие в породе большого количества ксеногенных барофильных минералов, таких как алмазы, пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты. Отсутствие следов механического износа и признаки магматической коррозии этих минералов, составы келифитовых кайм, позволяют нам считать, что их транспортером были поздне триасовые вулканы. Поэтому мы должны рассматривать туффиты как новый генетический тип коренных источников ламинарных и округлых алмазов I разновидности, кристаллов II разновидности в сочетании с некимберлитовыми алмазами V и VII разновидностей. В результате размытия нетрадиционного коренного источника алмазов в основном сформированы современные промышленные россыпные месторождения северо-восточной части Сибирской платформы. Дальнейшие исследования по определению типа и состава вулканизма должны способствовать разработке поисковых критериев выявления вулканических аппаратов, с которыми могут быть связаны крупные месторождения алмазов.

*Авторы благодарят А.М.Сулейманова и В.И.Павлова за организацию полевых работ и подготовку проб; В.В.Селиванову, впервые предположившую первичный характер ореолов минералов-индикаторов кимберлитов в основании карнийского яруса Букурской антиклинали; Н.В.Заякину, О.Б.Олейникову, Л.И.Полуфунтикову, Н.В.Лескову, Г.В.Орлову за методическую помощь при аналитических исследованиях, обработке и интерпретации материалов.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похилenko Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. —Новосибирск: Филиал «Гео» Изд-ва СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001.
2. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191—1201.
3. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. —Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007.
4. Граханов С.А., Сулейманов А.М., Голубев Ю.К. Пирокласты северо-востока Сибирской платформы как источник россыпных алмазов // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 45—48.
5. Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. —Новосибирск: Наука, 1984.
6. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. —Л.: Наука, 1980.
7. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. —М.: Наука, 1984.
8. Предовский А.А. Реконструкции условия седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. —Л.: Наука, 1980.
9. Селиванова В.В. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей северного Верхоянья // Автореф. дисс....канд. геол.-минер. наук. —М., 1991.
10. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70—80.
11. Соловьева Л.В., Егоров К.Н., Харьков А.Д., Маркова М.Е. Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитообразованием // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 172—193.
12. Тычков Н.С., Похилenko Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В. Особенности составов и происхождение пиропов аномального состава из лерцолитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 302—318.
13. Уткин Ю.В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы). Учебное пособие. —Томск: Изд-во ЦНТИ, 2002.
14. Palache C., Berman H. and Frondel C. Dana's system of mineralogy (7th edition). New York: John Wiley & Sons, Inc. 1951. Vol. II. Pp. 523—527.
15. Sobolev N.V., Lavrentiev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrom-rich garnet from the kimberlites of Yakutia and their petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 40. Pp. 39—52.

## **Топоминералогическая характеристика потенциально рудоносных объектов Якутского погребенного поднятия (восточная часть Сибирской платформы)**

А.В.ОКРУГИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: a.v.okruglin@diamond.ysn.ru), В.М.МИШНИН, А.П.АНДРЕЕВ, К.А.БЕКРЕНЕВ (Государственное унитарное горно-геологическое предприятие Республики Саха (Якутия) «Якутскгеология», ЦПСЭ; 67700, г.Якутск, ул.Кальвица, д.24)

Рассмотрены особенности распространения и площадные типоморфные характеристики минералов из современных аллювиальных отложений района Якутского погребенного поднятия. Даны их сравнительные характеристики с минералами новой кимберлитовой трубки Манчары в Центральной Якутии, а также с типоморфными минералами базит-ультрабазитовых и щелочных комплексов с потенциальным хромит-платиновым и редкометалльным оруденением, фиксируемых в данном районе под мезозойско-кайнозойскими отложениями по геофизическим данным.

*Ключевые слова:* Сибирская платформа, кимберлиты, базит-ультрабазитовые комплексы, платина, алмаз, хромит, гранат.

## **Topomineralogic characteristics of objects with ore-bearing potential from the buried Yakut uplift (eastern Siberian platform)**

A.V.OKRUGIN, V.M.MISHNIN, A.P.ANDREEV, K.A.BEKRENEV

Distribution and areal typomorphic characteristics of minerals from modern alluvial deposits in the buried Yakut uplift are discussed. The paper presents the results of comparative analysis with minerals of the new Manchary pipe discovered in Central Yakutia as well as with typomorphic minerals of basite-ultrabasic and alkaline complexes with potential chromite-platinum and rare metal mineralization which, as derived from geophysical data, are present in the region under the Mesozoic-Cenozoic rocks.

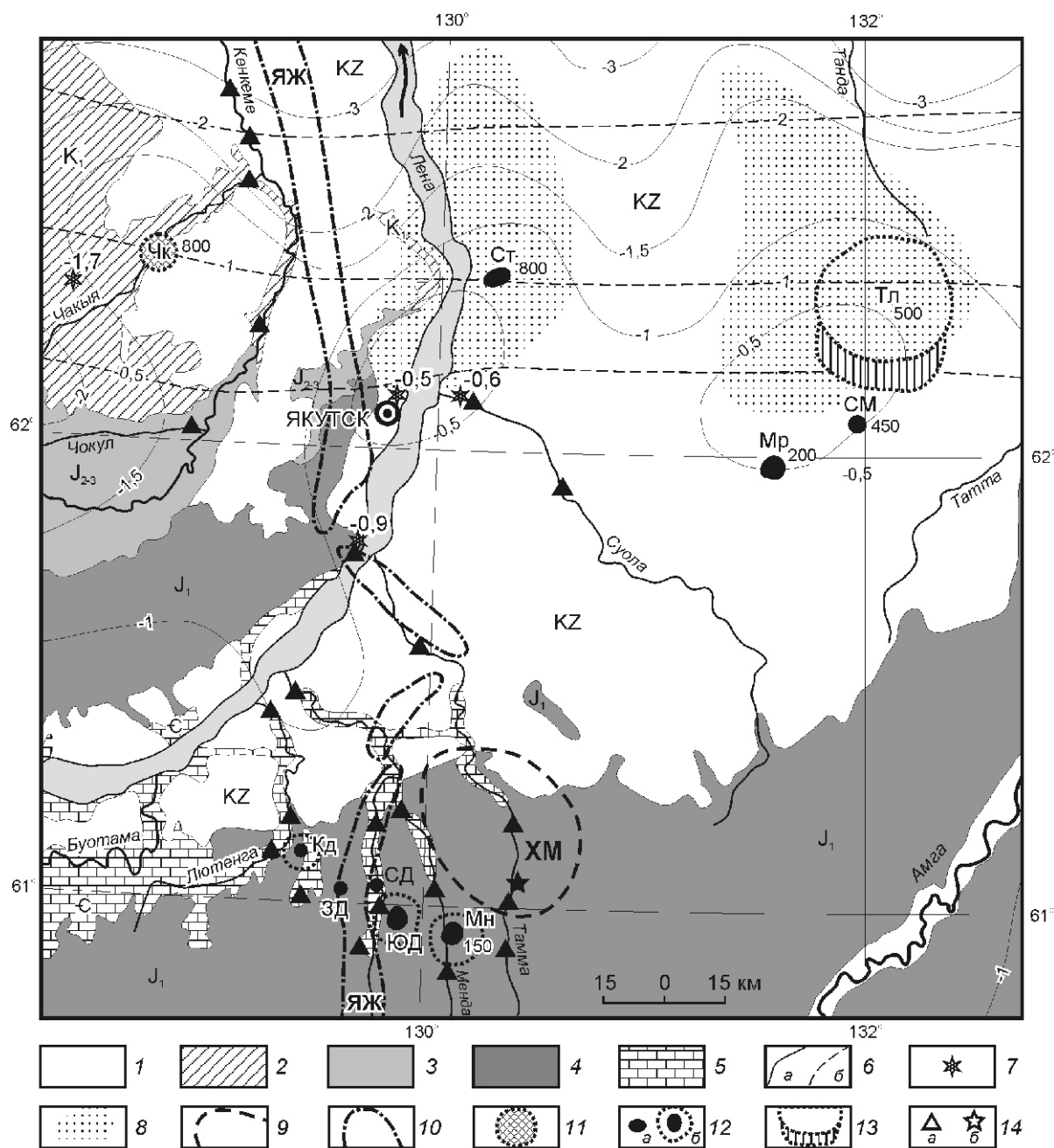
*Key words:* Siberian platform, kimberlite, basic-ultrabasic complexes, platinum, diamond, chromite, garnet.

По настоятельным рекомендациям В.М.Мишнина [5, 6, 10, 11, 12] исполнителями ГУГПП «Якутскгеология» в верховьях рек Тамма, Менда и Лютенга (Мендская площадь) в 2006 г. были начаты прогнозно-поисковые работы на обнаружение редкометалльных карбонатитов, алмазоносных кимберлитов и древних металлоносных расслоенных абиссолитов, скрытых под мезозойским чехлом, с проведением комплекса геофизических, шлихо-геохимических работ и заверочного колонкового бурения (А.П.Андреев, В.М.Мишнин, К.А.Бекренев и др., 2008), что привело к открытию в бассейне р.Тамма трубки Манчары — первого кимберлитового тела в Центральной Якутии [19]. Этому событию предшествовали многолетние специализированные исследования индикаторных рудных минералов из аллювия притоков р.Лена. В этих россыпях присутствуют зерна высокохромистых пиропов [16, 18] и хромитов [15], характерных для пород кимберлитовой группы. При проведении шлихо-минералогических исследований в бассейнах рек Тамма, Менда и Лютенга, было установлено присутствие в аллювии рек Мендской площади хромшпинелидов кимберлитовой природы, в т.ч. и алмазной ассоциации, а также других индикаторных минералов различных базит-ультрабазитовых комплексов (А.В.Округин и др., 2007).

В районе Якутского погребенного поднятия в бассейне р.Кенкеме давно известны золотоплатиноносные россыпепроявления, не имеющие до сих пор установленных коренных источников [14, 23]. Образование такой парастерической (пространственное совмещение) ассоциации полезных компонентов в аллювиальных отложениях, включающих золото, платину, индикаторные минералы кимберлитов и базит-ультрабазитовых комплексов, потенциальных источников алмаза, хромитовых, платиновых и редкометалльных руд, обусловлено их поступлением из разновозрастных источников, начиная с архейских пород кристаллического фундамента и кончая фанерозойскими образованиями, и проецированием их на современную поверхность через промежуточные коллекторы протерозоя, венда, кембрия и юры. В распределении индикаторных минералов в россыпях района Якутского погребенного поднятия существуют определенные закономерности, что требует детального топоминералогического исследования с целью разграничения ареалов полезных компонентов и выявления площадных типоморфных особенностей минералов для более локального прогнозирования возможных генетических типов их источников.

**Якутское сводовое поднятие** (рис. 1), выраженное в рельефе фундамента и структуре нижних гори-





**Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Якутского поднятия. На основе Геологической карты Республики Саха (Якутия) масштаба 1:1 500 000 (2006):**

1 — нерасчлененные кайнозойские отложения; 2 — нижнемеловые пески, алевроиты, аргиллиты, линзы углей; 3 — средне- и верхнеюрские пески, алевроиты, аргиллиты, прослои углей, линзы конгломератов; 4 — нижнеюрские пески и конгломераты; 5 — ниже- и среднекембрийские известняки и доломиты; 6 — изогипсы (в км): а — поверхности дорифейского фундамента по работе [6] и б — подошвы юрских отложений по работе [22]; 7 — опорные скважины с абсолютными значениями глубины залегания фундамента (в км); 8 — предполагаемые области разрыва выступов фундамента в нижнеюрское время; геофизические аномалии: 9 — Хомпу-Майское (ХМ) кимберлитовое поле, 10 — погребенные фрагменты Якутско-Жиганского (ЯЖ) мафитового абиссолита (Великой Дайки Якутии), 11 — потенциально платиноносный Чакыйский (Чк) ультраосновной интрузив; цифры у аномалий — глубины (в м) до верхних кромок массивов [6]; 12 — кольцевые щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатами: а — с узким и б — с широким кольцом обрамляющих сиенитов (Мр — Моролойский, СМ — Северо-Моролойский, Ст — Сотинский, Кд — Кеджигейский, ЗД — Западно-Джангыхский, СД — Северо-Джангыхский, ЮД — Южно-Джангыхский, Мн — Мендский) [6], 13 — Толонский (Тл) нефелин-сиенитовый с нефелин-пироксеновыми породами интрузив с потенциальной Nb-редкоземельной минерализацией [6]; 14 — точки взятия проб: а — из аллювиальных отложений, б — кимберлитов трубки Манчары

зонтов чехла, находится в междуречье Лена—Алдан, вытянуто в субширотном направлении (120–240 км), осложнено Якутским (45–40 км), Таттинским (90–45 км) выступами и Суольской (60–30 км) котловиной [13]. В.М.Мишнин с соавторами [10] по результатам изучения материалов площадной гравиметрической съемки сечением изоаномал через 2 мгл и с позиции тектоники раннего докембрия пришли к выводу, что Якутский выступ входит лишь в виде ядра консолидации в состав Якутского архейского кратона (120 тыс.км<sup>2</sup>).

По условиям обнаженности рассматриваемый регион принадлежит к числу «закрытых территорий», недоступных для прямого изучения рудовмещающих структурных этажей (верхний — вендско-раннепалеозойская карбонатная Лено-Енисейская плита, нижний — метаморфические серии раннего протерозоя удоканского и улканского типов, залегающие на серых гнейсах архея батомгского типа). Такая ситуация обусловлена тем, что в нижней юре, связанной с экспансией седиментного заполнения Вилюйской синеклизы Якутского погребенного поднятия (одноименный кратон) было полностью погребено под отложениями укугутской свиты, мощность которых изменяется от 60—100 м в центральной части кратона и превышает 150—200 м в его периферийных частях. К настоящему времени здесь под перекрывающим плащом юрских отложений скважинами вскрыты реликты триасовых, палеозойских отложений различной фациальной принадлежности, а также метаморфические породы раннего протерозоя улканского облика. Все они могут рассматриваться как промежуточные коллекторы минералов-индикаторов различных типов оруденения.

Скважиной в районе стекольного завода в г.Якутск между юрскими отложениями и породами фундамента в интервале 540—664 м (снизу вверх) были вскрыты пачка (6,3 м) кварцитовидных песчаников и конгломератов с обломками эффузивов и прослой (20 см) доломитов. Выше обнаружен слой каолининовой глины (до 2 м), на котором после прослоев доломитов и песчаников залегают трахитовые порфиры (около 4,5 м). Далее следуют аргиллиты и карбонатные породы [8]. Присутствие каолининовых глин свидетельствует о существовании континентальных перерывов в осадконакоплении синхронных формированию кор глубокого химического выветривания. Такое сочетание факторов литогенеза особо благоприятно для образования протоколлекторов ценных россыпных минералов. Вскрытая скважиной терригенная красноцветная толща по многим признакам близка конкулинской свите улканского комплекса восточной части Алданского щита.

Сергеляхской скважиной (западная часть г.Якутск) в совместном залегании вскрыты вулканогенно-терригенные образования раннего протерозоя (сильно измененные доломиты с прослоем порфиритовых

диабазов улканского облика, 470—500 м) и юдомской свиты (глинистые и песчанистые известняки, 453—470 м). У поселка Табага вендский разрез чехла Якутского погребенного поднятия наращивается вниз отложениями юдомской свиты [9]. По мере приближения к Алданскому щиту на кристаллическое основание ложатся все более молодые породы юдомской свиты вплоть до ее верхней подсвиты.

На схематичной карте (см. рис. 1) по пересечениям одинаковых гипсометрических линий поверхности дорифейского фундамента и подошвы юрских отложений оконтурены предполагаемые области непосредственного размыва в предъюрское время фундамента на Якутском погребенном поднятии. На существование в пределах Якутского и других поднятий раннепротерозойских вулканических поясов косвенно указывает обилие крупных галек, а также отторженцев и валунов микроклиновых гранитов, базальтов, кварцевых порфиров в терригенных толщах Вилюйской синеклизы [2].

Таким образом, поступление индикаторных минералов, образующих парастерические ассоциации, в русловый аллювий шло из нескольких источников: кристаллический фундамент (проточехол эпикратонных мульд и свода Якутского погребенного поднятия), осадочные образования (коллекторы) венда, кембрия и нижней юры. Основываясь на этой схеме, авторы далее рассматривают типоморфные особенности минералов платиновой группы, хромшпинелидов, гранатов и других сопутствующих им второстепенных минералов, имеющих самые разные разновозрастные парагенетические типы материнских источников. Изученные минералы извлекались из тяжелых концентратов шлиховых проб объемом 0,1—1 м<sup>3</sup>, взятых из аллювиальных отложений бассейнов рек Кенкеме, Тамма, Менда, Лютенга, Суола и на левом берегу р.Лена на Табагинском мысу (см. рис. 1). В тяжелой фракции шлихов, кроме преобладающего ильменита, в большом количестве встречаются гранаты преимущественно пироп-альмандин-спессартинового ряда, реже дистен, ставролит, циркон, сфен, рутил, апатит, турмалин, алюмошпинели, хромшпинелиды, редкие минералы — пиропы, благородные металлы и др.

**Минералы платиновой группы (МПГ)** обнаружены в аллювиальных отложениях р.Кенкеме и ее притоков Чокул и Чакья в виде единичных знаков, редко в валунно-галечных русловых отложениях их содержание достигает весовых количеств. В других частях исследованного нами района МПГ не обнаружены. В бассейне р.Кенкеме платиновые металлы представлены преимущественно мелкими (0,02—0,05 мм) округлыми зернами и редкими пластинчатыми (до 0,2—0,5 мм в поперечнике) выделениями железистой платины с гранецентрированной кубической неупорядоченной решеткой. Железистая платина в основном образует самостоятельные гомогенные частицы, но изредка

встречаются ее сростания с осмием и иридием [14]. Платина постоянно ассоциирует с золотом в соотношении 1:100 и меньше. Золото преимущественно представлено мелкими чешуйчатыми частицами и пустотелыми шаровидными зернами, которые были выделены как «чокульский» тип [23].

По сравнению с МПГ близлежащих россыпей проявлений р.Виллой и между речья Тонго-Чыбыда минералы р.Кенкеме характеризуются повышенным содержанием иридия. По распределению элементов-примесей железистая платина р.Кенкеме близка платине из аллювия р.Чара и на диаграмме составов они занимают промежуточное поле между минералами «вилловского» и «инаглинского» типов, которые отличаются ярко выраженными, соответственно, рутений-родиевым и иридиевым трендами изменения составов (рис. 2, А). Железистая платина из рек Кенкеме и Чара также не содержит заметных примесей палладия.

Минералы Ru-Ir-Os состава, которые занимают примерно 5% от общего объема МПГ в бассейне р.Кенкеме, представлены Os, Ru и Ir (см. рис. 2, Б). Самостоятельные зерна Os и Ru имеют таблитчатые, а Ir — комковидные формы. Обнаружены мельчайшие пластинчатые включения осмия и ксеноморфные ламеллы иридия в единичных зернах железистой платины. По составу Ru-Ir-Os минералы р.Кенкеме соответствуют минералам как из россыпей р.Виллой, так и Инаглинского массива.

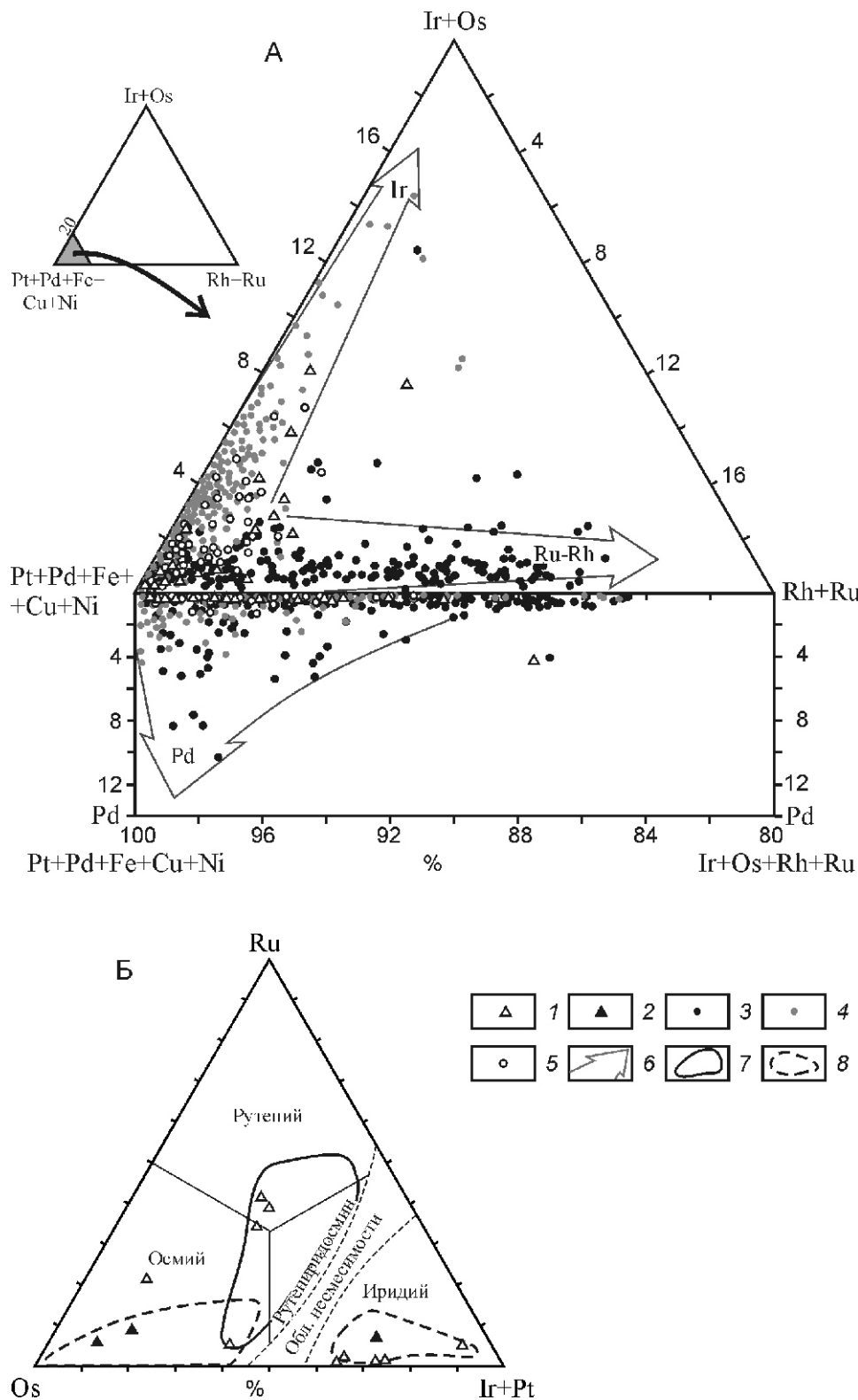


Рис. 2. Диаграммы составов железистой платины (А) и Os-Ir-Ru сплавов (Б):

1 — железистая платина (А) и самостоятельные зерна минералов Os-Ir-Ru состава (Б) р.Кенкеме; 2 — включения или сростания минералов Os-Ir-Ru состава с железистой платиной р.Кенкеме; 3 — железистая платина р.Виллой; 4 — изоферроплатина россыпи Инагли; 5 — железистая платина р.Чара; 6 — тренды изменения составов платины (Ir — иридиевый, Ru-Rh — рутений-родиевый, Pd — палладиевый); поля составов минералов: 7 — р.Виллой, 8 — россыпи Инагли; на врезке — область построения тройной диаграммы А



Появление заметного количества примеси иридия в железистой платине и самостоятельных минералов иридия — отличительная черта россыпепроявлений как р.Кенкеме, так и р.Чара. Это позволяет допускать наличие для этих россыпепроявлений собственных источников с иридиевой специализацией, отличающихся от коренных источников соседних россыпепроявлений р.Виллой, а также и Инаглинского массива. Платиновые металлы рек Кенкеме и Чара с минералами россыпей «виллоевского» типа сближают не только мелкие чешуйчатые формы и неупорядоченная структура железистой платины с повышенным содержанием родия, но и более древние модельные Re-Os возраста (785 и 1080 млн.лет), определенные по двум Os-Ir минералам из россыпи р.Чара, которые близки таковым (370—1320 млн.лет) р.Виллой и намного древнее возрастов (200—400 млн.лет) Инаглинского массива [17]. На этом основании мы увязываем МПГ р.Кенкеме с докембрийскими погребенными базит-ультрабазитовыми комплексами.

По аналогии с детально изученными рудоносными доменами Южной Африки и Северной Америки предполагается два типа коренных источников благородных металлов Якутского погребенного поднятия: 1) металлоносные конгломераты эпикратонных мульд; 2) расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты-гиганты, внедрившиеся в седиментное заполнение эпикратонных мульд. По результатам районирования наблюдаемого поля силы тяжести в окрестностях г.Якутск выделяется полукольцо эпикратонных мульд раннего протерозоя: с севера Хатын-Юряхская (200 85 км), с запада Кетеменская (375 25 км) и с юга Билирская (160 150 км). Каждая из них содержит от одного до трех внедрившихся расслоенных базит-гипербазитовых абиссолита-гиганта типа Садбери [6]. В подножии Якутского погребенного поднятия имело место внедрение линейного субмеридионального абиссолита (Великая Дайка Якутии, см. рис. 1) аналога Великой Дайки Родезии. Непосредственно на Якутском выступе сохранились реликты карельского проточехла, залегающего на глубокометаморфизованных комплексах архея. Они также могли служить промежуточными коллекторами минералов золотоплатиновой группы. В настоящее время все обозначенные эпикратонные мульды и абиссолиты перекрыты сплошным вендско-кембрийским платформенным чехлом мощностью до 1,5 км и более. Поэтому прямое поступление благородных металлов из эпикратонных мульд и расслоенных абиссолитов в протоколлекторы могло происходить лишь в позднем протерозое (рифее) до начала разрастания карбонатной плиты венд-раннепалеозойского структурного яруса. Это был этап обособления Якутского погребенного поднятия от обрамляющих межкратонных поясов в качестве регионального свода. Дополнительным источником поступления минералов группы платины и их высоко-

хромистых минералов-спутников мог явиться Чакыйский кольцевой плутон (см. рис. 1), обладающий (по геофизическим данным) дунитовым ядром.

**Хромшпинелиды** обнаружены и изучены в аллювиальных отложениях рек Кенкеме, Тамма, Менда и Лютенга. Они образуют хорошо окатанные округлые зерна размером 0,2—1 мм, часто имеющие реликты октаэдрической формы. Составы хромшпинелидов вынесены на модифицированную классификационную диаграмму Cr—Al—(Fe<sup>3+</sup> 2Ti) с развернутыми двойными диаграммами [15], отражающими магнезиальность и титанистость минералов (рис. 3).

Минералы р.Кенкеме на этой диаграмме локализируются в полях хромшпинелидов из альпинотипных перидотитов, зональных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации и древних расслоенных плутонов. Только меньшая часть минералов попадает в поле кимберлитовых магнезиальных хромшпинелидов. Характерно практическое отсутствие титанистых разновидностей минералов. Таким образом, хромшпинелиды в бассейн р.Кенкеме могли поступать из погребенных докембрийских платиноносных мафит-ультрамафитовых массивов и частично из кимберлитовых трубок.

Хромшпинелиды из отложений в бассейне рек Тамма, Менда и Лютенга (см. таблицу) существенно отличаются от таковых р.Кенкеме [15, 16]. Более магнезиальные хромшпинелиды занимают поле минералов из кимберлитов, причем некоторые попадают в поле хромитов алмазной ассоциации [21]. Более железистые и обогащенные Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 69% шпинелиды на диаграмме распространяются далее в поле хромитов из альпинотипных гипербазитов и даже выходят за его пределы, попадая уже в область неземных — существенно железистых хромитов из метеоритов. Редкие включения хромитов, резко обогащенных железистым компонентом и содержащих ZnO около 2%, зафиксированы в алмазе из Африки [21]. Во многих изученных высокохромистых (50% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) шпинелидах Мендской площади также отмечаются повышенные содержания ZnO (0,3—0,9%).

Здесь отмечены 2 зерна хромшпинелидов с повышенным содержанием TiO<sub>2</sub> (5 и 12%, см. таблицу), которые отличаются от высокотитанистых микрокристаллов хромшпинелидов основной массы кимберлитов трубки Манчары [19] низким содержанием магнезии и по таким характеристикам эти минералы из аллювиальных отложений Мендской площади наиболее близки таковым из пикритовых базальтов на севере Сибирской платформы [3]. Следовательно, не исключена возможность присутствия в данном районе проявлений титанистых пикритовых базитов, подобных таковым в Маймеча-Котуйской провинции.

Изученные хромшпинелиды из кимберлитов трубки Манчары в целом попадают в поле кимберлитовых минералов, исключая алмазную ассоциацию (см. рис. 3) и только частично закрывают область разви-



тия шпинелидов из аллювия рек Тамма, Менда и Лютенга. Следовательно, на Мендской площади в современных россыпях мы имеем источники хромшпинелидов, связанные не только с кимберлитовыми породами, но и с базит-ультрабазитовыми комплексами, подобными альпинотипным гипербазитам и титанистым пикритовым базитам. Следует подчеркнуть, что присутствие хромшпинелидов более широкого профиля, чем в кимберлитах трубки Манчары, вероятно, указывает на наличие здесь и других кимберлитовых тел, в т.ч. и алмазоносных.

**Ильмениты** в аллювиальных отложениях изученных водотоков представлены окатанными комковидными зернами и их обломками размером до 1—3 мм. Основная масса ильменитов характеризуется пониженным содержанием MgO, MnO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1%), что свойственно изверженным и метаморфическим породам разного состава. Часто встречаются марганцовистые (MnO 1—6%, редко до 10,5%) ильмениты, ко-

торые характерны для гранитов, сиенитов и их пегматитов. Иногда попадаются зерна с умеренным содержанием MgO (до 3%), свойственные базитам и их пикритовым разностям, но высокомагнезиальные типично кимберлитовые пикроильмениты здесь не обнаружены.

**Рутилы** также фиксируются во всех пробах в виде мелких окатанных зерен призматического облика и более крупных обломков от темно-красного до черного цветов. В качестве примеси в них постоянно отмечаются FeO (0,5—4,7%) и Nb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,4—10,8%). Высокониобиевые разности рутила характерны для карбонатитовых пород [7].

**Гранаты** пироп-альмандин-спессартинового ряда (пиральспиты) встречаются практически во всех изученных пробах, где представлены округлыми зернами, хорошо окатанными и окрашенными в розовые и оранжево-красные тона. Они по составу, согласно классификации Н.В. Соболева [20], отвечают мало-,

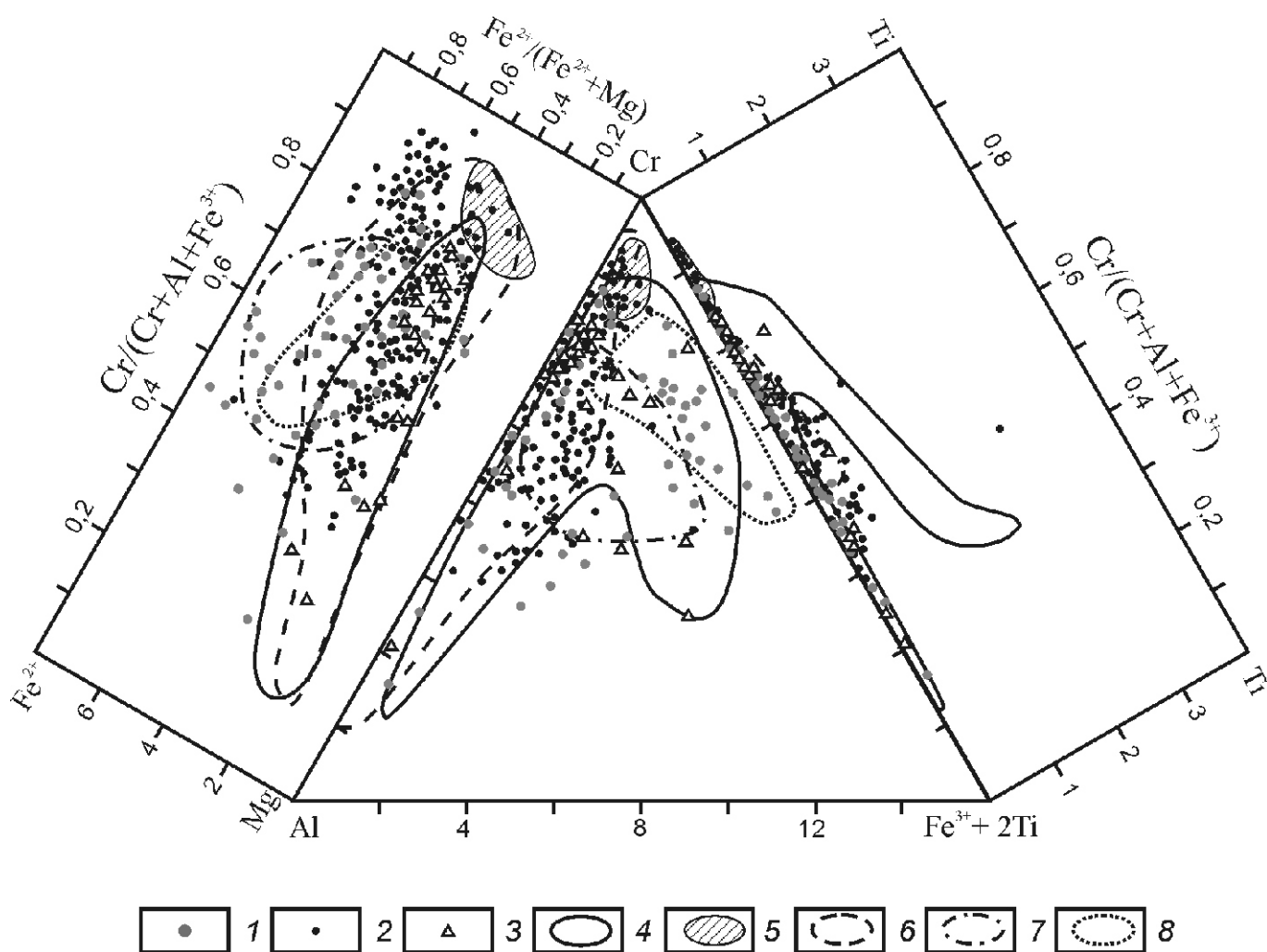


Рис. 3. Компонентный состав хромшпинелидов на Al-Cr-Fe-Mg-Ti диаграмме по работе [15]:

1 — р.Кенкеме; 2 — реки Тамма, Менда и Лютенга; 3 — кимберлиты трубки Манчары (данные авторов); поля составов шпинелидов по работе [15]: 4 — кимберлитов, 5 — алмазной ассоциации, 6 — альпинотипных перидотитов, 7 — расслоенных перидотит-норитовых плутонов, 8 — дунитов Инаглинского массива

**Представительные анализы хромшпинелидов из аллювия рек Тамма, Менда и Лютенга (в %)**

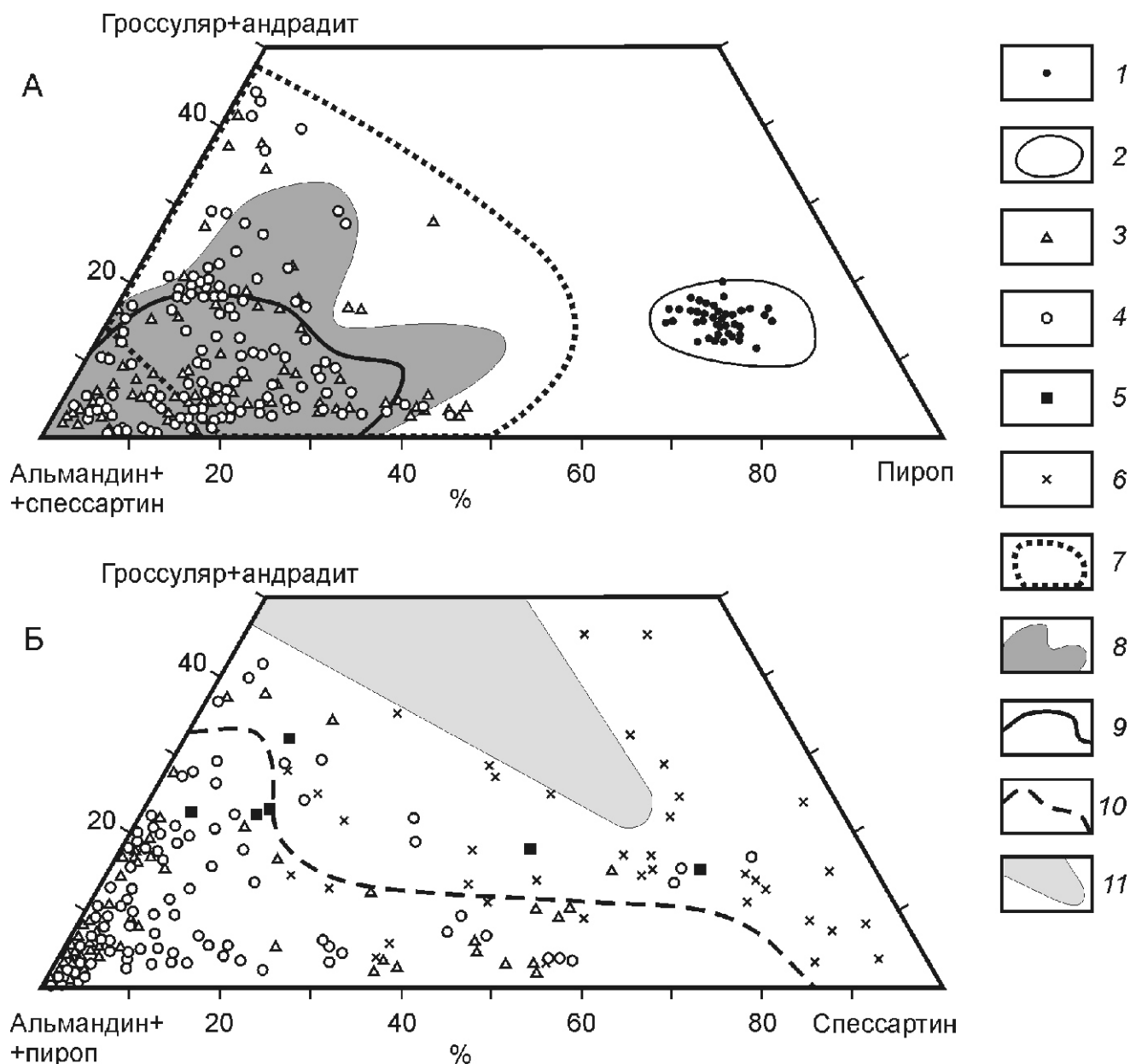
| Анализы | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO  | MgO   | Сумма  |
|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|--------|
| 275/169 | 0,28             | 32,02                          | 31,30                          | 20,70 | 0,24 | 14,94 | 99,48  |
| 169/140 | 12,08            | 9,32                           | 32,01                          | 42,44 | 0,66 | 3,11  | 99,70  |
| 88140   | 1,08             | 20,33                          | 34,03                          | 34,87 | 0,31 | 9,19  | 99,91  |
| 335/169 | 2,88             | 21,31                          | 35,83                          | 26,99 | 0,26 | 12,75 | 100,02 |
| 82/140  | 2,15             | 21,23                          | 36,69                          | 27,20 | 0,22 | 11,90 | 99,56  |
| 371/169 | 0,29             | 26,51                          | 38,55                          | 21,31 | 0,34 | 13,51 | 100,51 |
| 84/140  | 0,40             | 21,09                          | 41,78                          | 28,51 | 0,39 | 8,24  | 100,57 |
| 324/169 | 0,08             | 24,91                          | 42,05                          | 19,83 | 0,28 | 11,40 | 98,55  |
| 127/140 | 0,32             | 17,98                          | 43,82                          | 28,77 | 0,39 | 7,99  | 99,36  |
| 316/169 | 1,00             | 23,30                          | 44,03                          | 15,80 | 0,19 | 14,52 | 98,83  |
| 73/140  | 0,03             | 16,67                          | 46,71                          | 29,40 | 0,40 | 7,11  | 100,46 |
| 270/169 | 5,35             | 8,87                           | 47,34                          | 26,80 | 0,28 | 10,49 | 99,13  |
| 268/169 | 1,95             | 13,08                          | 48,15                          | 22,23 | 0,26 | 13,58 | 99,25  |
| 326/169 | 1,63             | 14,09                          | 49,12                          | 24,42 | 0,33 | 10,45 | 100,04 |
| 314/169 | 1,96             | 15,01                          | 50,79                          | 18,59 | 0,19 | 12,71 | 99,25  |
| 411/169 | 1,43             | 15,75                          | 51,21                          | 17,18 | 0,19 | 12,69 | 98,45  |
| 143/140 | 0,74             | 15,23                          | 52,04                          | 16,38 | 0,26 | 11,61 | 96,47  |
| 109/140 | 0,19             | 9,22                           | 53,75                          | 29,11 | 0,42 | 6,90  | 99,73  |
| 97/140  | 0,00             | 10,32                          | 54,03                          | 29,63 | 0,48 | 5,26  | 99,86  |
| 125/140 | 0,05             | 9,97                           | 55,90                          | 27,05 | 0,52 | 5,30  | 98,94  |
| 341/169 | 0,07             | 11,85                          | 56,58                          | 17,62 | 0,33 | 12,86 | 99,32  |
| 417/169 | 0,11             | 14,76                          | 57,00                          | 17,09 | 0,30 | 10,81 | 100,07 |
| 134/140 | 0,00             | 11,20                          | 58,22                          | 21,94 | 0,46 | 8,08  | 100,09 |
| 117/140 | 0,03             | 7,48                           | 58,43                          | 26,75 | 0,52 | 6,05  | 99,40  |
| 392/169 | 0,12             | 13,73                          | 59,56                          | 13,08 | 0,26 | 13,23 | 99,98  |
| 266/169 | 0,14             | 9,58                           | 59,68                          | 19,44 | 0,38 | 10,16 | 99,39  |
| 367/169 | 0,01             | 10,85                          | 60,54                          | 17,17 | 0,35 | 11,00 | 99,92  |
| 145/140 | 0,00             | 8,05                           | 61,37                          | 21,74 | 0,44 | 7,61  | 99,37  |
| 116/140 | 0,13             | 6,82                           | 62,21                          | 17,90 | 0,32 | 11,86 | 99,43  |
| 283/169 | 0,07             | 5,24                           | 62,98                          | 22,72 | 0,45 | 7,72  | 99,18  |
| 323/169 | 0,00             | 4,73                           | 63,01                          | 24,21 | 0,50 | 6,57  | 99,02  |
| 94/140  | 0,00             | 8,01                           | 63,26                          | 24,77 | 1,10 | 3,63  | 100,99 |
| 370/169 | 0,11             | 6,97                           | 63,97                          | 17,14 | 0,41 | 11,97 | 100,57 |
| 107/140 | 0,02             | 6,55                           | 64,10                          | 20,43 | 0,43 | 6,46  | 98,19  |
| 336/169 | 0,14             | 5,83                           | 64,64                          | 18,15 | 0,38 | 10,75 | 99,89  |
| 81/140  | 0,00             | 4,99                           | 65,32                          | 24,27 | 0,41 | 4,35  | 99,57  |
| 338/169 | 0,11             | 3,95                           | 65,55                          | 16,10 | 0,28 | 13,60 | 99,60  |
| 148/140 | 0,00             | 3,91                           | 66,12                          | 21,72 | 0,56 | 6,53  | 99,03  |
| 208/169 | 0,02             | 4,14                           | 66,54                          | 18,71 | 0,36 | 10,13 | 99,90  |
| 91/140  | 0,00             | 5,17                           | 67,27                          | 19,95 | 0,59 | 5,23  | 98,44  |
| 178/140 | 0,00             | 5,33                           | 68,37                          | 19,33 | 0,38 | 6,02  | 99,61  |
| 312/169 | 0,02             | 4,66                           | 69,23                          | 16,23 | 0,33 | 7,75  | 98,22  |

*Примечание.* Определение состава минералов проводилось на микрозондовом анализаторе «Camebax-Micro» в ИГАБМ СО РАН; аналитики: Н.В.Лескова, С.К.Попова, Л.М.Попова, Н.В.Христофорова; анализы сортированы по возрастанию содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

существенно- и высококальциевым пироп-альмандинам и альмандинам (рис. 4, А), а меньше — гранатам спессартин-альмандинового ряда (см. рис. 4, Б). Подобные гранаты пироп-альмандинового ряда встречаются в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций, в кислых эффузивах и гранитах. Они обычно содержат не более 5—10% спессартиновой молекулы.

Изученные малокальциевые (10% Са-компонента) спессартин-альмандины характерны гранитным пегматитам, а существенно кальциевые их разновидности

установлены в глаукофановых сланцах, обогащенных марганцем породах и марганцевых месторождениях [21]. Признаки марганцевого оруденения в данном районе проявляются также в виде редких зерен минералов голландит-криptomеланового ряда  $(\text{Ba}, \text{K})_2\text{Mn}_8(\text{O}, \text{OH})_{16}$ , обычно присущих месторождениям марганцевых руд. Такие руды могут быть альтернативными или дополнительными источниками, наряду с древними латеритными корами выветривания по карбонатитам ультраосновных щелочных массивов Мендского куста, предлагааемыми И.Н.Истоминным [4]



**Рис. 4. Составы гранатов на тройных компонентных диаграммах:**

1 — пиропы р.Кенкеме [16, 18]; 2 — поле состава пиропов ( $n = 221$ ) из кимберлитов трубки Манчары; 3 — пиральспиты р.Кенкеме; 4 — пиральспиты рек Тамма, Менда, Лютенга и Суола (данные авторов); составы гранатов по работе [20]; 5 — глаукофановые сланцы, 6 — обогащенные марганцем породы, 7 — породы гранулитовой и 8 — амфиболитовой фаций, 9 — кислые эффузивы и граниты, 10 — гранитные пегматиты; 11 — разрыв между изоморфными рядами Mn-гранатов

для инфильтрационных высокомарганцевых бурожелезняковых руд Ботомского района, обнажающихся в бассейнах рек Буотама и Лютенга.

**Турмалины** диагностируются наряду с пиральспитовыми гранатами почти во всех пробах в виде обломков зерен темно-бурого и черного цветов. По составу они соответствуют шерлу с практически одинаковым весовым количеством магния и железа, характерному турмалиновым гранитам и пегматитам. Состав и соотношение разновидностей пиральспитовых гранатов и турмалинов остается постоянным повсеместно в пределах изученной территории, что указывает на поступление основной массы этих минералов из однородных региональных источников — метаморфизованных в гранулитовой и амфиболитовой фациях пород кристаллического фундамента с заметной долей обогащенных марганцем руд и гранитных пегматитов с редкометалльным оруденением.

**Хромистые пиропы**, обнаруженные и изученные в бассейне р.Кенкеме между притоками Чокул и Чакья, представлены сиреневыми зернами от округлых до угловатых форм, на которых практически полностью сглажены вершины и ребра сколов. Редко наблюдаются крупные (2 мм) обломки со свежим сколом и острыми краями. Поверхность зерен в основном шероховатая, но в некоторых случаях — гладкая полированная. В.П.Афанасьевым [1] было показано, что степень износа минералов зависит не только от удаленности коренных источников, но и от литодинамических условий формирования шлихового ореола. Например, в прибрежно-морской обстановке при возвратно-поступательном движении степень износа минералов может изменяться практически на месте и хорошая окатанность пиропов р.Кенкеме, по-видимому, не является показателем дальности их переноса.

На диаграмме  $\text{CaO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [21] хромистые пиропы р.Кенкеме попадают главным образом в поле гранатов лерцолитового парагенезиса [16, 18]. Как уже отмечалось ранее [19], пиропы р.Кенкеме отличаются более узким интервалом хромистости и повышенным содержанием железа ( $\text{FeO}_{\text{общ}}$  8—15% при среднем 9%) по сравнению с пиропами ( $\text{FeO}_{\text{общ}}$  6—12% при среднем 7,5%) из кимберлитов трубки Манчары. На компонентной диаграмме составы минералов из аллювия р.Кенкеме локализуются преимущественно в левой части поля пиропов, более обогащенной альмандиновой составляющей, изученных ( $n = 221$ ) из кимберлитов трубки Манчары. Различие составов между минералами р.Кенкеме и трубки Манчары, наряду с практическим отсутствием пироповых гранатов в отложениях бассейнов рек Тамма, Менда и Лютенга при частой встречаемости пиропов в аллювии р.Кенкеме, указывает на присутствие здесь других кимберлитовых тел. Отсутствие пиропов, а также малое содержание тяжелых минералов в шлиховых пробах из водотоков правобережья р.Лена вне поля развития нижеюрских толщ, несмотря на наличие

вблизи погребенной трубки Манчары, можно объяснить развитием здесь мощных аккумулятивных кайнозойских отложений, закрывших прямую дорогу к дальнейшей миграции и значительно сокративших количество аллохтонных минералов в современных осадках.

Наиболее вероятными поставщиками индикаторных минералов на Мендской площади могли служить погребенные под мезозойско-кайнозойскими осадками продуктивные кимберлиты и редкометалльные карбонатиты среднепалеозойского цикла. В настоящее время на гипсометрически возвышенных участках кровли «карбонатного кембрия» оконтурены многочисленные аномалии трубчатого и кольцевого типов. Аномалеобразующие тела (трубка Манчары и трубчатые аномалии Хомпу-Майского поля, 5 крупноформатных кольцевых интрузий кластера Менда, см. рис. 1) прорывают вендско-раннепалеозойский структурный ярус и с трансгрессивным несогласием перекрыты базальными псаммитами нижней юры. Массовое вскрытие рудно-магматических образований среднего палеозоя имело место в интервале нижний карбон—верхний триас, когда осадочный чехол Якутского кратона был повторно трансформирован в крупноамплитудное куполообразное поднятие. Выступ кристаллического фундамента (Томпонская глыба), вскрытый в предъюрском срезе скважин г.Якутск (Белое озеро) и поселков Жатай и Туктюр, имел продолжение на северо-восток в бассейн нижнего течения р.Томпо. По-видимому, оттуда шел вынос тяжелых минералов из метаморфических пород раннего докембрия в направлении Нижнеалданской кайнозойской и Амгинской мезозойской впадин и эрозионных депрессий бассейнов рек Тамма и Менда. Дополнительная подпитка индикаторными минералами щелочно-ультраосновных пород могла происходить со стороны выделяемого по геофизическим данным Толонского кольцевого массива-гиганта, внедрившегося в фундамент Томпонской глыбы, трансгрессивно перекрытого базальными конгломератами укугутской свиты.

В заключение краткого топоминералогического обзора отметим:

1. В распределении полезных компонентов и индикаторных минералов в аллювиальных отложениях района Якутского погребенного поднятия существуют определенные закономерности, обусловленные разнообразием погребенных коренных источников, из которых минералы поступали разными путями через неоднотипные промежуточные осадочные коллекторы.

2. Установленные типоморфные особенности МПГ бассейна р.Кенкеме, отличные от платиновой минерализации «вилуйского» и «инаглинского» типов соседних территорий, позволяют предположить наличие в районе Якутского погребенного поднятия собственных платиноносных источников.



3. Хромшпинелиды из русловых отложений водотоков левобережья р. Лена существенно отличаются от таковых правобережья, что указывает на различие формационных типов базит-ультрабазитовых магматитов западной и восточной частей Якутского погребенного поднятия.

4. Окрестности г. Якутск обладают нераскрытым потенциалом четырех главных геолого-промышленных типов оруденения (металлоносные конгломераты эпикратонных мульд, металлоносные расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты-гиганты, редкометалльные карбонатиты, алмазонаносные кимберлиты), локализованных на технически доступных глубинах в зоне прямого экономического влияния железной дороги Томмот—Якутск.

5. Раскрытие и освоение рудоносного потенциала Якутского погребенного поднятия невозможно без предварительного установления заверочным бурением геологической природы эталонных объектов: металлоносные конгломераты — мульда Кенкеме, металлоносный расслоенный абиссолит Великая Дайка Якутии — объект Кулдаты, редкометалльные карбонатиты — массив Кеджиге, алмазонаносные кимберлиты — аномалии трубчатого типа Хомпу-Майского поля.

При проведении полевых работ и отборе шлиховых проб принимали участие И.Н. Белолюбский и К.В. Елизаров; обогащение шлиховых концентратов проводилось А.А. Поповым и Л.В. Кармадоновой; аналитические работы выполнялись Н.В. Лесковой, Л.М. Поповой, С.К. Поповой и Н.В. Христофоровой. Всем им авторы искренне признательны.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск: Филиал «Гео» изд-ва СО РАН, 2001.
2. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. — М.: Наука, 1985.
3. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). — Новосибирск: Наука, 1989.
4. Истомин И. О природе железомарганцевых руд Ботомского района // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2005. № 1. С. 31—43.
5. Истомин И.Н., Мишин В.М. К проблеме поисков месторождений металлов платиновой группы в Якутии // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2003. № 2. С. 13—27.
6. Истомин И.Н., Мишин В.М. Перспективы поисков месторождений ниобия и редких земель в центральной Якутии // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2003. № 2. С. 64—76.
7. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. — М.: Наука, 1971.

8. Кокоулин М.Л. Домезозойские породы Якутского поднятия // Геология и геофизика. 1974. № 6. С. 16—23.
9. Кокоулин М.Л., Зинченко В.Н., Васильева Н.И. и др. Опорный разрез юдомских и кембрийских отложений Якутского поднятия // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. — Якутск: Изд-во Якутского госуниверситета, 1991. С. 3—15.
10. Мишин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болознев В.И. Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерализации. — Якутск, 1987.
11. Мишин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С. Новая рудоносная провинция на востоке Сибирской платформы // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2002. № 1. С. 6—14.
12. Мишин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С. Перспективы глубинного изучения потенциального рудоносного суперкомплекса «Западно-Якутский риф» (кумулятивные хромиты, сульфидные медно-никелевые руды с платиноидами, стратиформные свинец и цинк, алмазонаносные кимберлиты, концентрированные углеводороды, фтанитовые фосфориты) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж, 2003. С. 323—325.
13. Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. — М.: Наука, 1964.
14. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2000.
15. Округин А.В. Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 3—10.
16. Округин А.В., Белолюбский И.Н., Олейников О.Б. и др. Характеристика индикаторных минералов кимберлитов из аллювиальных отложений р. Кенкеме в районе Якутского поднятия // Наука и образование. 2007. № 4. С. 17—23.
17. Округин А.В., Костянов А.И., Шевченко С.С., Лазаренков В.Г. Модельный Re-Os возраст минералов платиновой группы из «вилуйских» россыпей востока Сибирской платформы // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 3. С. 372—375.
18. Подъячев Б.П., Избеков Э.Д., Бикбаева Т.В. Признаки алмазонаносности в окрестностях г. Якутск // Наука и техника в Якутии. 2003. № 2. С. 61—65.
19. Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А. и др. Кимберлиты трубки Манчары: новое кимберлитовое поле Центральной Якутии // Геология и геофизика. 2010. № 1. С. 153—159.
20. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. — М.: Наука, 1964.
21. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
22. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова и М.И. Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
23. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. — М.: Наука, 1975.

## **Природа золоторудной минерализации раннепротерозойского билляхского гранитоидного комплекса по геохимическим данным (Анабарский щит)**

А.А.КРАВЧЕНКО, А.П.СМЕЛОВ, В.И.БЕРЕЗКИН, А.Н.ЗЕДГЕНИЗОВ, В.Н.ДОБРЕЦОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: freshrock@yandex.ru)

Впервые показано, что билляхский гранитоидный комплекс и вмещающие архейские и раннепротерозойские гранулитогнейсы восточной части Анабарского щита характеризуются аномальными содержаниями Au, Ag, Cu, Mo, Zn и Pb. Обработка геохимических данных методами математической статистики позволила выделить ассоциации рудных элементов, установить их пространственные взаимоотношения и определить, что золотая минерализация связана с медно-порфировым типом оруденения.

*Ключевые слова:* золото, докембрий, медно-порфировые руды, Анабарский щит.

## **The nature of gold mineralization of the Paleoproterozoic Billyakh granitoid complex as derived from geochemical data (Anabar Shield)**

A.A.KRAVCHENKO, A.P.SMELOV, V.I.BERYOZKIN, A.N.ZEDGENIZOV, V.N.DOBRETSOV

For the first time it is shown that the Billyakh granitoid complex and the host Archaean and Paleoproterozoic granulite gneisses in the eastern part of the Anabar Shield are characterized by abnormal contents of Au, Ag, Cu, Mo, Zn and Pb. Processing of geochemical data by mathematical statistic methods allowed us to distinguish ore elements associations, to determine their spatial relationships, and to establish that gold is associated with a copper porphyry type of mineralization.

*Key words:* gold, Precambrian, copper porphyry ores, Anabar Shield.

Анабарский щит представляет собой раннедокембрийскую провинцию, площадью около 63 тыс.км<sup>2</sup>. Несмотря на то, что формирование древних ядер континентов обычно сопровождается интенсивными и разнообразными процессами, которые приводят к образованию большого числа уникальных и крупных месторождений рудных полезных ископаемых, для Анабарского щита до недавнего времени практически отсутствовали данные о золотоносности пород, в особенности на территории Якутии. Согласно данным А.А.Кузнецова [4], на конец XX в. в пределах Анабарского щита было выявлено 6 слабозолотоносных площадей, в основном тяготеющих к зонам диафторитов ломуйкского комплекса. С позиции региональной металлогении все исследователи соглашались, что большинство рудопоявлений благородных и цветных металлов локализованы в пределах Котуйкан-Монхолинской (Pt-Au) и Билляхской (Au, Cu, Mo, TR) металлогенических зон [2, 4, 9]. Границы металлогенических зон совпадают с границами Котуйканской и Билляхской зон тектонического меланжа (коллизиионных зон) возрастом 1,9 млрд.лет, разграничивающих различные по составу и возрасту гранулитогнейсовые террейны Анабарского щита (рис. 1) [7, 13]. Металлогенические зоны выделялись и характеризовались главным образом по наличию россыпных проявлений благородных металлов, в то время как в коренных породах щита были известны лишь отдельные точки минерализации. Считалось, что золото генетически связано с раннепротерозой-

скими сульфидсодержащими кварцевыми жилами, дайками рифейских диабазов и с зонами сульфидизации в брекчированных гнейсах с сопутствующим парагенезисом элементов (Cu, Ni, Co, Mo, Pb, Th, U, Zn). Авторами публикации по заказу ЗАО АК «АЛРОСА» провели специальные работы по изучению рудоносности гранитоидов и вмещающих их гнейсов Билляхской зоны тектонического меланжа (Хаптассынахский район), в процессе которых были выявлены многочисленные точки с Au, Ag, Cu, Mo, Zn, Pb минерализацией (см. рис. 1). Содержания этих элементов значительно превышают фоновые и подлежат учету при геолого-съёмочных работах [12]. Значимые изоконцентраты элементов совмещены в пространстве и приурочены к Билляхскому гранитоидному плутону. Учитывая плохую обнаженность Анабарского щита и разобщенность выходов точек минерализации, одним из возможных способов установить генетическую связь между рудными элементами и определить возможный тип золотой минерализации может служить статистический метод полной связи с применением параметрической корреляции Пирсона. Результаты исследований изложены в данной статье.

**Геология района.** Билляхская зона тектонического меланжа разграничивает архейский Далдынский и раннепротерозойский Хапчанский гранулитогнейсовые террейны [7]. Структурный план зоны обусловлен системой сближенных и пересекающихся разломов, между которыми заключены блоки и плас-

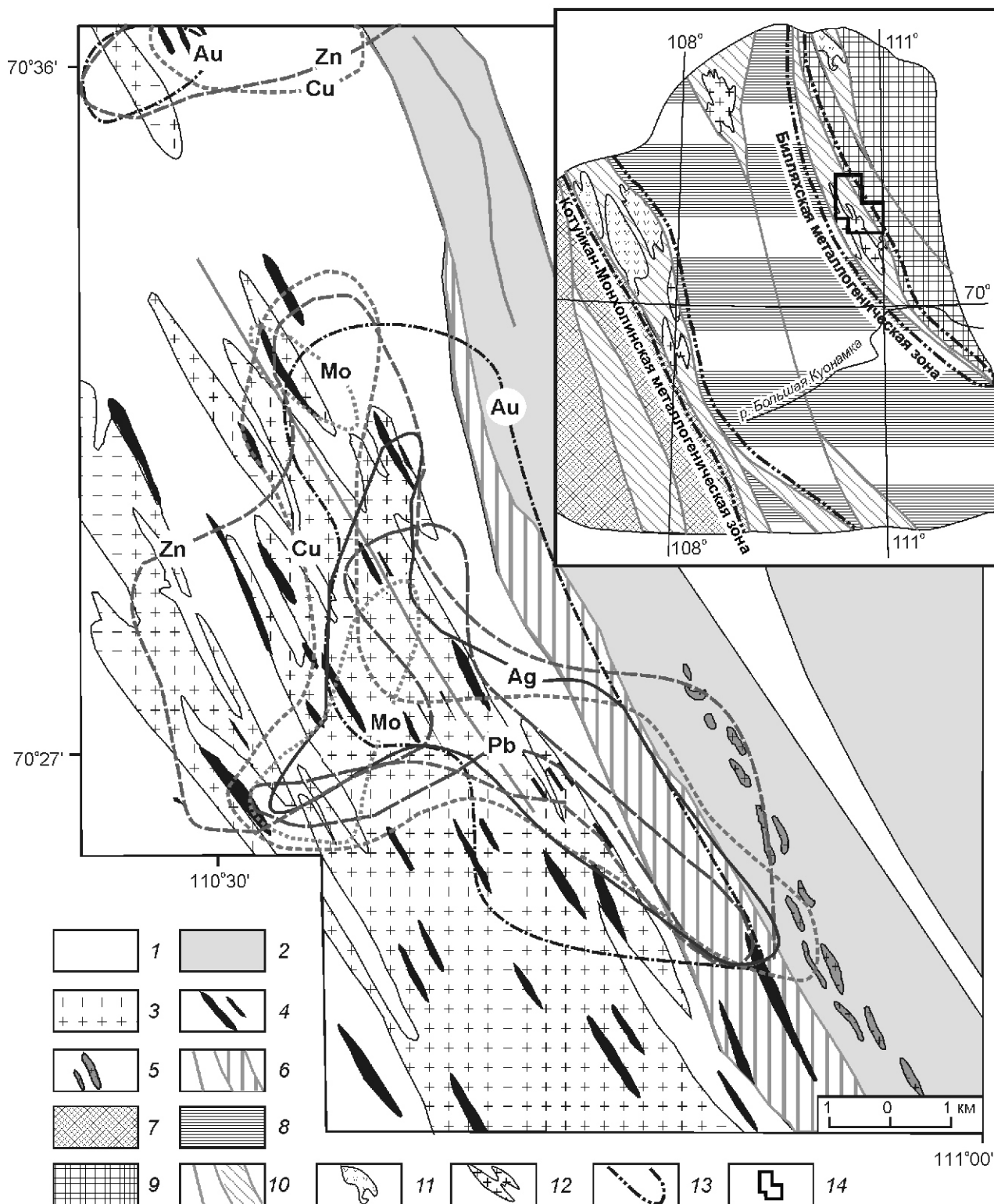


Рис. 1. Схема расположения гранитоидов бильяхского комплекса (на основе работы [5]) и изоконцентрат Mo, Cu, Zn, Pb, Ag, Au:

1 — архейская верхнеанабарская серия; 2 — раннепротерозойская хапчанская серия; раннепротерозойский бильяхский гранитоидный комплекс; 3 — порфировидные гранитоиды, 4 — аляскитовые и аплитовидные граниты, 5 — кварцевые монцодиориты и монцониты; 6 — разрывные нарушения, зоны бластомилонитов и катаклазитов; линии изоконцентрат (в г/т): Mo 100; Cu 700; Zn 100; Pb 100; Ag 0,1; Au 0,1; на врезке — прогнозно-металлогеническая схема Анабарского щита [2]: террейны: 7 — Маганский, 8 — Далдынский, 9 — Хапчанский; 10 — зоны тектонического меланжа и региональные разломы; 11 — аноктозиты; 12 — граниты; границы: 13 — металлогенических зон и 14 — изученного участка



тины пород этих террейнов, в разной степени переработанных. Далдынский террейн сложен эндербитами и подчиненными гранат-биотитовыми ( гиперстен, силлиманит, кордиерит) плагиогнейсами, гнейсами, кварцитами, основными и редко ультраосновными кристаллическими сланцами, традиционно объединяемыми в далдынскую и верхнеанабарскую серии. Характерные породы Хапчанского террейна — мраморы, кальцифиры, известково-силикатные породы в ассоциации с различными гранатсодержащими и безгранатовыми плагиогнейсами, гнейсами, кристаллическими сланцами, слагающими хапчанскую серию [1]. В пределах Билляхской зоны тектонического меланжа гранулитовые породы диафторированы в основном в условиях амфиболитовой фации, но в некоторых блоках и пластинах сохраняются породы с реликтами минеральных парагенезисов гранулитовой фации. Рассматриваемая зона имеет крутые углы наклона на восток и по геофизическим данным с глубиной выполаживается [13]. Зоны милонитизации и катаклаза, трассирующие разломы (см. рис. 1), имеют взбросовую или взбросово-сдвиговую кинематику; картируемые складки — крутые ориентировки шарниров и осевых плоскостей [6]. Предполагается, что структурный план зоны был сформирован в позднеколлизийный этап [11, 13].

В центральной части Билляхской зоны породы верхнеанабарской и хапчанской серий интродуцированы Билляхским плутоном. Он сложен метаморфизованными в амфиболитовой фации порфиоровидными гранодиоритами, граносиенитами, монцонитами и гранитами, которые прорваны дайками аляскитов. За пределами плутона выделяется дайковый комплекс кварцевых метамонцодиоритов. Все породы по петрохимическим особенностям принадлежат к единому билляхскому гранитоидному комплексу [10, 11]. Структурное положение и геохимический состав монцодиоритов, граносиенитов и гранитов билляхского комплекса свидетельствуют о том, что они образованы на поздней стадии коллизии в режиме трансформных границ плит [11]. Возраст цирконов U-Pb из порфиоровидного монцодиорита плутона 1983 ± 3, а из кварцевых монцонитов даек — 1971 ± 4 млн. лет [11]. Эти возрастные данные интерпретируются как возраст внедрения пород билляхского комплекса и синхронного метаморфизма амфиболитовой фации, определяют верхний возрастной предел образования и гранулитового метаморфизма пород верхнеанабарской и хапчанской серий, а также длительность формирования самого гранитоидного комплекса [10, 11].

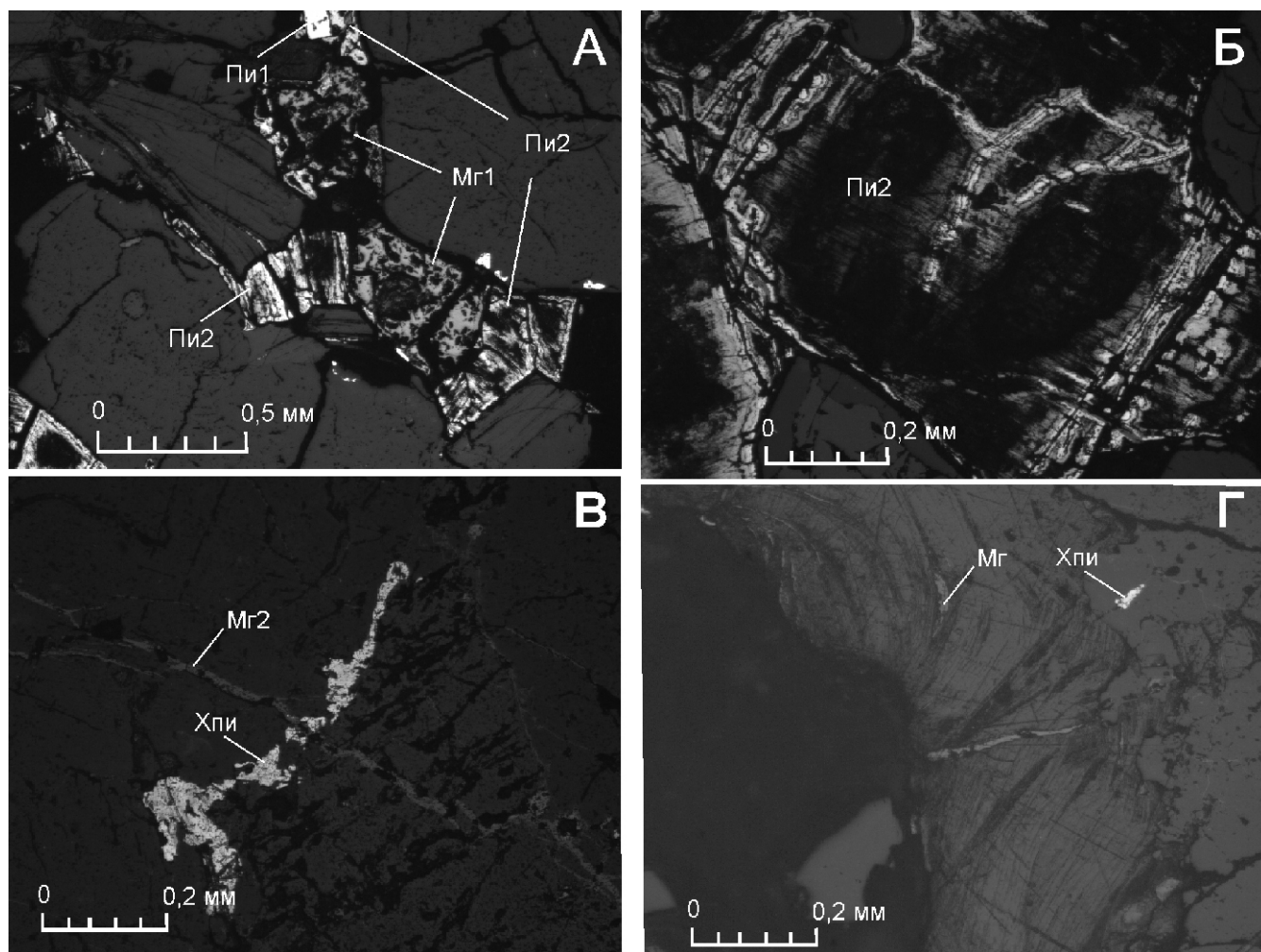
**Характеристика рудоносных пород.** Породы с рудной минерализацией (Au, Ag, Cu, Mo, Zn, Pb) представляют собой различные гнейсы и гранитоиды, в т.ч. билляхского комплекса, которые подверглись повторному рассланцеванию вплоть до образования бластомилонитов. В единичных случаях в

гнейсах встречаются прожилки кварца. Минерализация носит прожилковый характер. Сульфиды и оксиды, как правило, развиваются вдоль плоскостей сланцеватости и по поздним трещинам, секущим сланцеватость. Наиболее часто встречающиеся сульфиды и их ассоциации представлены в основном пиритом, халькопиритом и пирротинном. В редких образцах присутствуют молибденит и галенит. В единичных образцах внутри зерен кварца удастся установить мелкие дендриты самородной меди. Размер этих выделений не превышает 0,1 мм. Оксиды представлены главным образом магнетитом и ильменитом. Характерная особенность минерализованных пород — их сильная окисленность, в результате которой элювиальные глыбы имеют рыжий цвет. Оксиды и сульфиды часто замещает лимонит, образующий тонкие пленки на поверхности элювиальных глыб и по трещинам в них. Пробы, отобранные с поверхностных частей глыб, не дают значимых концентраций благородных металлов, наименее окисленные и металло-содержащие породы сохраняются лишь в центральных частях делювиальных глыб. Поэтому все образцы для геохимических исследований отбирались из наименее окисленных разностей пород. Вместе с тем по расположению окисленных пород можно определить протяженность и мощность самих минерализованных зон. В настоящее время не представляется возможным в деталях описать последовательность формирования рудных минералов, но можно утверждать, что процессы рудообразования носили полистадийный характер. По взаимоотношениям минералов, их форме и вторичным изменениям выделяется, по крайней мере, две генерации пирита и магнетита (рис. 2). Следует обратить внимание на сильную корродированность большинства оксидов и сульфидов, что свидетельствует о проявлении гипергенных изменений в золотосодержащих породах.

Золото присутствует как в рассланцованных гранитоидах, так и во вмещающих гнейсах. Повышенной золотоносностью (0,1—2,7 г/т) характеризуются аплитовидные граниты, реже рассланцованные порфиоровидные граниты и гнейсы с сульфидной минерализацией. ореол золотоносных пород имеет протяженность 30 км при ширине 4—5 км [2]. Наряду с высокими содержаниями золота устанавливаются высокие концентрации (в г/т): Cu до 7000, Mo до 700, Ag до 8, Zn до 5000, Pb до 700. В аншлифах минеральные формы золота определить не удалось. При изучении россыпной золотоносности в окружении плутона отмечено две разновидности самородного золота: 1) серебристо-медистое (общее содержание Cu и Ag порядка 1—2%); 2) серебросодержащее (содержание Cu 0,4%, Ag 8—28%).

По степени окатанности в шлихах преобладает субрудное неокатанное золото. Зафиксировано три основных легко распознаваемых морфологических типа выделений золота [8]: 1) идиоморфные (крис-





**Рис. 2. Соотношения рудных минералов в породах:**

А — позднего пирита с ранним магнетитом и пиритом; Б — характер вторичных изменений позднего пирита; В — развитие вторичного магнетита по трещинам в породах; Г — деформированные тонкие выделения магнетита

таллы, их сростки, дендриты); 2) неправильные (более сложные, подчиненные формам заполняемых полостей); 3) смешанные (сочетающие признаки первых двух). Тип 1 наиболее характерен для серебристо-медистого золота, 2 — для серебросодержащего. Размеры золотинок первого типа составляют 0,1—1, второго — 0,1—2 мм. В некоторых из кристаллов видны следы пластических деформаций.

**Статистический анализ геохимических связей рудных элементов.** В выборку для статистической обработки были включены данные силикатного и спектрального анализов в различной степени минерализованных гранитоидов билляхского комплекса и вмещающих гнейсов (138 образцов). Полный силикатный анализ пород выполнен в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН (г.Якутск), сцинтилляционный эмиссионный спектральный анализ на благородные металлы — в ИГХ СО РАН (г.Иркутск), полуколичественный спектральный анализ на редкие элементы — в ГУП «Центргеоаналитика» (г.Якутск). Для данных с по-

мощью программы Statistica 6.0 методом полной связи с применением параметрической корреляции Пирсона был проведен кластерный анализ. Метод полной связи учитывает все связи объектов и кластеров на этапе перерасчета расстояний и используется обычно, когда объекты анализа образуют различные по природе группы. В результате анализа эти группы объектов формируют кластеры, которые выносятся на древовидную диаграмму в виде связей между объектами (рис. 3). Связи характеризуются различной дистанцией, которая определяется наибольшей разницей между двумя любыми объектами в разных кластерах, т.е. учитывая, что объекты в нашем случае представлены образцами, а свойства объектов описаны геохимическими данными, дистанция связи определяется наибольшей разницей в распределении различных элементов среди образцов. Чем больше разница в распределении, тем больше дистанция связи.

На дистанции связи до значения 0,4 образцы группируются в 6 кластеров (см. рис. 3). Средние составы образцов каждого кластера приведены в таблице. В

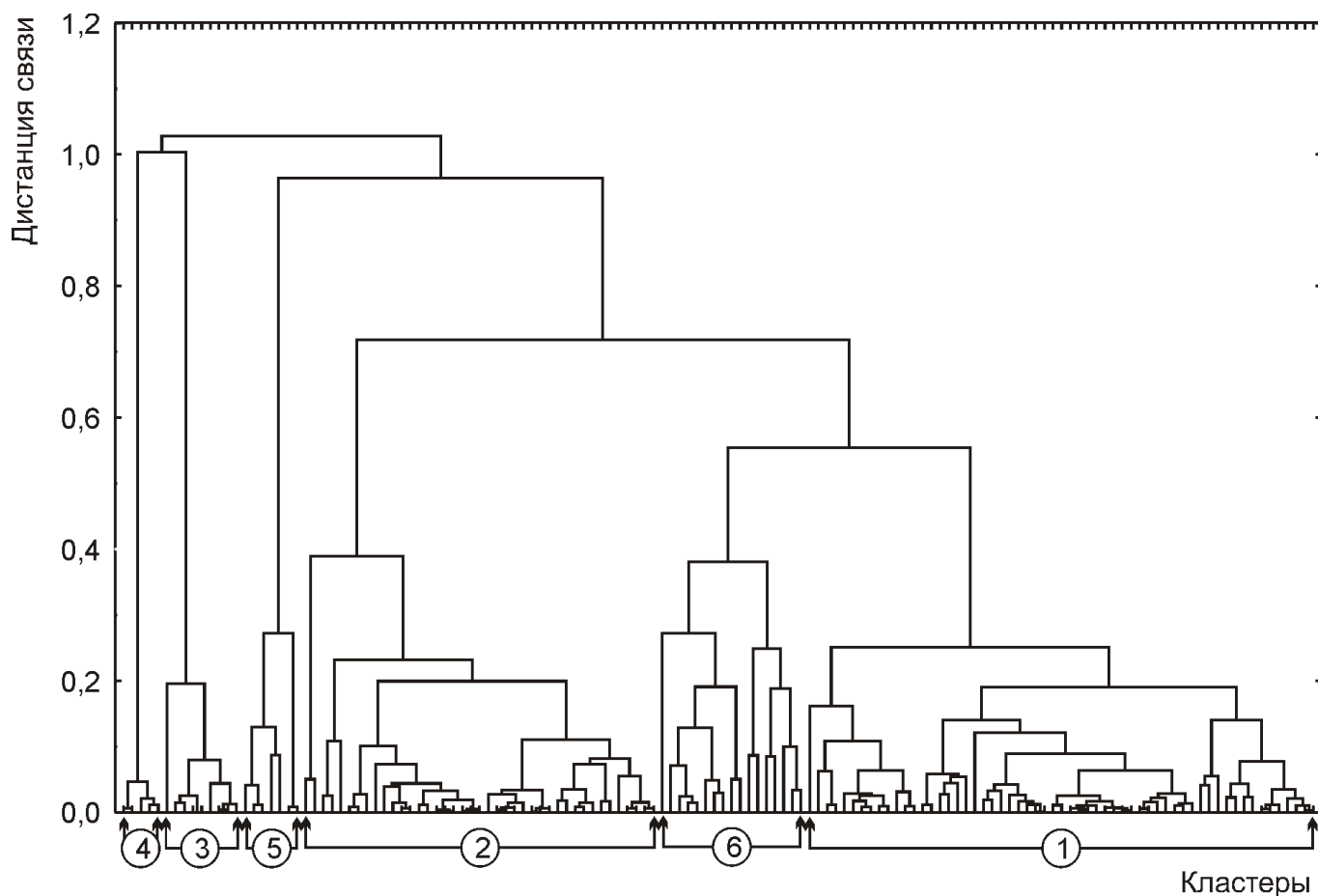


Рис. 3. Древовидная диаграмма связей между образцами различных пород, отобранными на площади, изображенной на рис. 1

различных точках полевых наблюдений просматривается совмещение образцов из различных кластеров в разном количественном соотношении. Исключение составляют образцы первого кластера, которые могут встречаться индивидуально. Рассмотрим составы пород, образующих кластеры.

В первом кластере преобладают порфировидные граниты, сиениты и другие породы билляхского комплекса ( $n$  19), немного меньше гранитов, чарнокитов и эндробитогнейсов ( $n$  17), на третьем месте по числу проб аляскитовые и аплитовидные граниты ( $n$  10), на четвертом высокоглиноземистые и известково-силикатные плаггиогнейсы ( $n$  7), меньше метасоматитов по различным гнейсам и кварцевых жил ( $n$  5). Средние значения содержаний для пород этого кластера составляют (в г/т): Cu 90, Mo 6, Au 0,08, Ag 0,5, Zn 100, Pb 20. Средние содержания золота в этом кластере меньше минимальных, подлежащих учету при геолого-съёмочных работах [12]. Вместе с тем в единичных пробах в различных типах пород встречаются содержания Au 0,3—1,0 г/т.

Во втором кластере больше гранитогнейсов ( $n$  17), менее распространены кварцитосланцы и известково-силикатные плаггиогнейсы ( $n$  13), аляскиты

( $n$  7) и различные метасоматически измененные породы (4 образца). Средние значения содержаний рудных элементов для пород этого кластера составляют (в г/т): Cu 100, Mo 6, Au 0,1, Ag 0,35, Zn 100, Pb 30 и сопоставимы со средними содержаниями этих элементов для пород первого кластера. В единичных пробах в различных типах пород, так же как и для первого кластера встречаются содержания Au 0,3—1 г/т. Вместе с тем есть и характерные отличия пород второго кластера по содержаниям элементов. Для него характерны максимальные среди всех кластеров средние содержания Ti 0,6 и Cr 0,07%.

В третьем кластере преобладают в различной степени рассланцованные и измененные метасоматическими процессами гранитоиды билляхского комплекса и аляскитовые граниты ( $n$  7), менее распространены вмещающие гранито- и плаггиогнейсы ( $n$  2). Помимо высокотемпературных темноцветных минералов — клинопироксена и биотита в породах часто наблюдается серицит, хлорит и мусковит. Биотит хлоритизирован. Средние значения содержаний рудных элементов для пород этого кластера составляют (в г/т): Cu 500, Mo 400, Au 0,4, Ag 0,3, Zn 100, Pb 20. Средние содержания Mo и Au в породах этого клас-

Средние химические составы (в %) и содержания благородных, редких и цветных металлов (в г/т) для пород различных кластеров

| Компоненты                     | Кластеры |      |      |      |      |      |
|--------------------------------|----------|------|------|------|------|------|
|                                | 1        | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    |
| SiO <sub>2</sub>               | 65,9     | 67,1 | 67,1 | 65,2 | 66,2 | 64,4 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,56     | 0,52 | 0,38 | 0,33 | 0,44 | 0,58 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,5     | 13,9 | 14,9 | 11,0 | 14,4 | 13,7 |
| FeO                            | 5,24     | 4,90 | 4,67 | 8,52 | 6,11 | 7,36 |
| MnO                            | 0,09     | 0,07 | 0,10 | 0,06 | 1,08 | 0,18 |
| MgO                            | 1,23     | 1,43 | 0,90 | 1,08 | 1,15 | 2,42 |
| CaO                            | 3,33     | 2,93 | 3,11 | 1,34 | 1,21 | 3,78 |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,25     | 3,13 | 3,56 | 1,06 | 1,94 | 2,45 |
| K <sub>2</sub> O               | 3,90     | 3,94 | 3,49 | 6,48 | 4,55 | 2,82 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,19     | 0,14 | 0,16 | 0,08 | 0,10 | 0,13 |
| п.п.п.                         | 1,00     | 0,81 | 0,80 | 2,88 | 1,70 | 1,23 |
| Сумма                          | 99,2     | 98,9 | 99,2 | 98,0 | 98,8 | 99,1 |
| Au                             | 0,08     | 0,10 | 0,45 | 0,34 | 0,04 | 0,30 |
| Ag                             | 0,51     | 0,35 | 0,26 | 1,66 | 3,37 | 2,02 |
| As                             | 1,34     | 1,73 | 0,94 | 0,50 | 1,21 | 1,00 |
| Mo                             | 6,48     | 6,23 | 413  | 128  | 7,43 | 8,44 |
| Ge                             | 1,17     | 1,23 | 1,38 | 0,92 | 1,5  | 1,53 |
| Sn                             | 2,3      | 2,32 | 2,94 | 3,17 | 1,50 | 2,50 |
| Bi                             | 0,60     | 0,70 | 1,13 | 3,25 | 0,57 | 0,59 |
| Cu                             | 89,3     | 126  | 538  | 4170 | 921  | 553  |
| Zn                             | 99,2     | 99,8 | 138  | 130  | 2790 | 181  |
| Pb                             | 22,3     | 26,6 | 18,8 | 46,2 | 343  | 24,8 |
| Li                             | 31,8     | 34,1 | 28,1 | 43,3 | 21,4 | 39,4 |
| Be                             | 2,50     | 2,70 | 2,50 | 2,50 | 2,50 | 3,20 |
| B                              | 15,1     | 13,9 | 11,9 | 19,2 | 10,0 | 14,4 |
| Sc                             | 10,5     | 12,0 | 10,0 | 10,0 | 10,0 | 10,6 |
| V                              | 35,1     | 53,5 | 67,5 | 29,2 | 36,4 | 51,9 |
| Cr                             | 204      | 656  | 351  | 217  | 371  | 197  |
| Co                             | 16,9     | 14,0 | 28,1 | 118  | 29,0 | 29,7 |
| Ni                             | 24,4     | 35,7 | 33,8 | 49,2 | 61,4 | 38,5 |
| Ga                             | 16,6     | 14,2 | 18,1 | 17,5 | 15,0 | 15,4 |
| Y                              | 26,6     | 35,7 | 15,0 | 15,0 | 17,1 | 42,6 |
| Nb                             | 11,8     | 13,4 | 9,40 | 10,8 | 14,3 | 9,40 |
| Hg                             | 5,50     | 5,0  | 5,0  | 5,0  | 5,0  | 5,0  |
| P                              | 807      | 741  | 788  | 567  | 614  | 753  |
| Mn                             | 686      | 695  | 550  | 617  | 5000 | 1190 |
| La                             | 40       | 40   | 21   | 15   | 26   | 39   |
| Ti                             | 4440     | 5700 | 3500 | 2830 | 4430 | 5260 |

тера превышают значимые в 4 раза. Наибольшие концентрации Au до 1 и Mo до 7000 г/т зафиксированы в рассланцованных аляскитовых гранитах.

В четвертом кластере наиболее распространены рассланцованные и измененные гнейсы верхнеанабарской серии (*n* 3), менее граниты (*n* 2). Как и в третьем кластере в породах часто встречается серицит, хлорит и мусковит. Средние значения содержания рудных элементов для четвертого кластера составляют (в г/т): Cu 4000, Mo 100, Au 0,3, Ag 1,5, Zn 100, Pb 50. В отличие от третьего кластера в породах четвертого значительно меньше Mo и больше Cu. Средние содержания Cu в породах этого кластера превышают значимые в четыре раза, Au — в три. Наибольшие содержания Cu 7000 и Au 1 г/т зафиксированы в измененных гнейсах. Характерная черта этих пород — серицитизация плагиоклаза. Отличительная черта пород четвертого кластера — аномально высокое среднее содержание K<sub>2</sub>O 6,5% (см. таблицу).

В пятом кластере наиболее распространены высокоглиноземистые плагиогнейсы с силлиманитом, кордиеритом и биотитом (*n* 6), менее кварцитосланцы с гранатом и гранитогнейсы (*n* 2). Характерная особенность высокоглиноземистых гнейсов — присутствие шпинели во всех образцах. Средние значения содержания рудных элементов для пород пятого кластера составляют (в г/т): Cu 900, Mo 7, Au 0,04, Ag 3,5, Zn 3000, Pb 300. Средние концентрации Zn в породах превышают значимые в 2,5 раза. Наибольшие концентрации Zn 5000 и Pb 700 г/т зафиксированы в высокоглиноземистых гнейсах, наибольшие концентрации Ag 7,5 г/т в гранитогнейсе.

В шестом кластере преобладают гранито- и эндербитогнейсы, кварцито-сланцы и высокоглиноземистые плагиогнейсы (*n* 12), реже встречаются основные кристаллические сланцы (*n* 2), кварцевые жилы, метасоматиты и аляскитовые граниты (*n* 3). Высокоглиноземистые гнейсы этого кластера не содержат шпинели, в метасоматите присутствуют актинолит и скаполит, в ортогнейсах зафиксирован карбонатный минерал, хлорит и серицит. Средние значения содержания рудных элементов для пород шестого кластера составляют (в г/т): Cu 600, Mo 8, Au 0,3, Ag 2, Zn 200, Pb 20. Средние концентрации золота в породах превышают значимые в 3 раза. Наиболее высокое содержание Au 3 г/т зафиксировано в метасоматите, Ag 7,5 г/т — в измененном гнейсе.

**Обсуждение и выводы.** Среди пород в изученной выборке выделено 6 кластеров или групп образцов с различной геохимической специализацией. Первая группа представлена преимущественно неизмененными породами билляхского гранитоидного комплекса без повышенных концентраций металлов, вторая — гнейсами и сланцами с повышенными содержаниями Ti и Cr, третья — рассланцованными и измененными гранитоидами билляхского комплекса с высокими содержаниями Mo и Au, четвертая —



рассланцованными и измененными гнейсами с высокими содержаниями Cu и Au, пятая — гнейсами с высокими содержаниями Zn, Pb и Ag, шестая — гнейсами с высокими содержаниями Au и Ag. Ассоциации металлов с аномальными содержаниями и их распределение по группам образцов в целом соответствуют первичной зональности медно-порфировых систем, в которых выделяют дорудную зону с железистой специализацией и рудные зоны: медно-молибденовую, свинцово-цинковую и золотосеребряную [3]. Ореолы Cu и Mo в пределах Хаптассынахского поля пространственно приурочены к гранитоидному плутону (см. рис. 1). Минералы медномолибденовых руд представлены преимущественно молибденитом и халькопиритом. Наличие в породах высоких содержаний Au и Cu при относительно низких содержаниях Ag свидетельствует о преобладании в них серебристо-медистой разновидности самородного золота. Ореол Zn имеет классическое положение по внешнему периметру ореола Cu, а ореолы Pb, Au и Ag расположены в апикальной части интрузии (см. рис. 1). Основные рудные минералы свинцово-цинковых и золотосеребряных руд, вероятно, представлены сфалеритом, галенитом и серебросодержащим золотом. Судя по Au/Ag, 50 в некоторых породах, Ag присутствует не только в составе самородного золота, но и в других серебросодержащих минеральных фазах. По аналогии с другими объектами можно предполагать несколько стадий продуктивной минерализации: 1) Mo(Cu); 2) Cu(Mo); 3) Zn-Pb; 4) Au-Ag. Согласно петрографическим наблюдениям, для пород с медной и молибденовой минерализацией характерны раннее окварцевание, калишпатизация и замещение минералов вмещающих пород серицитом или мусковитом и хлоритом. Эти процессы сопряжены по времени с рассланцеванием вмещающих пород и происходят после становления гранитоидов Билляхского плутона, вероятно, на стадии внедрения даек аляскитовых гранитов. Свинцово-цинковая и золотосеребряная минерализация, должно быть, связаны с более поздними и менее высокотемпературными процессами, о чем свидетельствует появление в ортогнейсах и метасоматитах карбонатов, актинолита и скаполита. Сравнивая с другими месторождениями [3], можно предположить, что в интервале между Cu-Mo и Pb-Zn может проходить Au-Cu-Ag минерализация. Вместе с тем выделить кластерным анализом ее не удалось. Другим объяснением подобных связей может быть существование телескопированной зональности.

Таким образом, рудная минерализация, связанная с гранитоидами билляхского комплекса, типична для медно-порфировых систем. Несмотря на древний возраст плутона, в общих чертах она сопоставима с более молодыми медно-порфировыми месторождениями [3]. По результатам статистического анализа хорошо выделяются руды Mo, Cu, Zn, Pb, менее чет-

ко Ag и Au. Золото образует высокие концентрации как в эндо-, так и в экзоконтактовых рудах, и, вероятно, является сквозным элементом. Россыпные проявления золота в пределах металлогенических поясов Анабарского щита, по всей вероятности, связаны с эрозией зон окисления золотомедно-порфирового оруденения, что позволяет положительно оценивать перспективы изученного района как комплексного объекта для дальнейших исследований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 09-05-98528-р\_восток\_a.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского кристаллического щита. —Л.: Недра, 1978.
2. Добрецов В.Н., Кравченко А.А., Смелов А.П. Металлогения докембрийского золота Анабарского щита // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. —С-Пб: Центр информационной культуры, 2007. С. 84—87.
3. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В 3-х томах. Т. 3. Стратегические виды рудного сырья Востока России. Кн. 2. —М., 2006.
4. Кузнецов А.А. Геолого-минералогическая модель Анабарского щита. —М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001.
5. Лопатин Б.Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Анабарская. Листы R-49—XV, XVI. Объяснительная записка. —М.: Недра, 1972.
6. Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. —М.: Наука, 1990.
7. Оксман В.С. Анабарский щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: Наука/Интерпериодика, 2001. С. 81—104.
8. Петровская Н.В. Самородное золото. —М.: Наука, 1973.
9. Смелов А.П., Амузинский В.А., Зедгенизов А.Н. и др. Перспективы коренной золотоносности метаморфических и магматических комплексов Анабарского щита // Тезисы III Всероссийского симпозиума с международным участием, «Золото Сибири и Дальнего востока». —Улан-Удэ, 2004. С. 198—200.
10. Смелов А.П., Березкин В.И., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о геодинамической природе и возрасте гранитоидов Билляхского массива (Анабарский щит) Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Материалы I международной геологической конференции. —Улан-Удэ, 2008. С. 350—353.
11. Смелов А.П., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая природа кварцевых метамонцодиоритов Билляхской зоны тектонического меланжа (Анабарский щит) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океану к континенту): Материалы Совещания. Вып. 7. —Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 85—88.
12. Шустов Б.Н. Требования промышленности к качеству минерального сырья. 1988.
13. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. —Elsevier, Amsterdam 1994. Pp. 411—459.



## Изменения содержания, кристалломорфологии и средней массы алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитах северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции

А.Я.БИЛЛЕР, А.П.СМЕЛОВ, А.И.ЗАЙЦЕВ (Учреждение Российской академии наук  
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39;  
e-mail: biller@diamond.ysn.ru)

Приведены результаты статистического анализа изменений кристалломорфологии и средней массы алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитовых трубках северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции. Установлены закономерности между содержаниями ламинарных и округлых (растворенных) кристаллов алмаза и возрастом кимберлитов, а также связь изменения кристалломорфологии алмазов и пиков проявления палеозойского и мезозойского магматизма.

*Ключевые слова:* ламинарные алмазы, округлые алмазы, кимберлиты Сибирской платформы.

## Changes in the content, crystal morphology and average weight of diamonds from Paleozoic and Mesozoic kimberlites in the northeastern Yakutian kimberlite province

A.Ya.BILLER, A.P.SMELOV, A.I.ZAITSEV

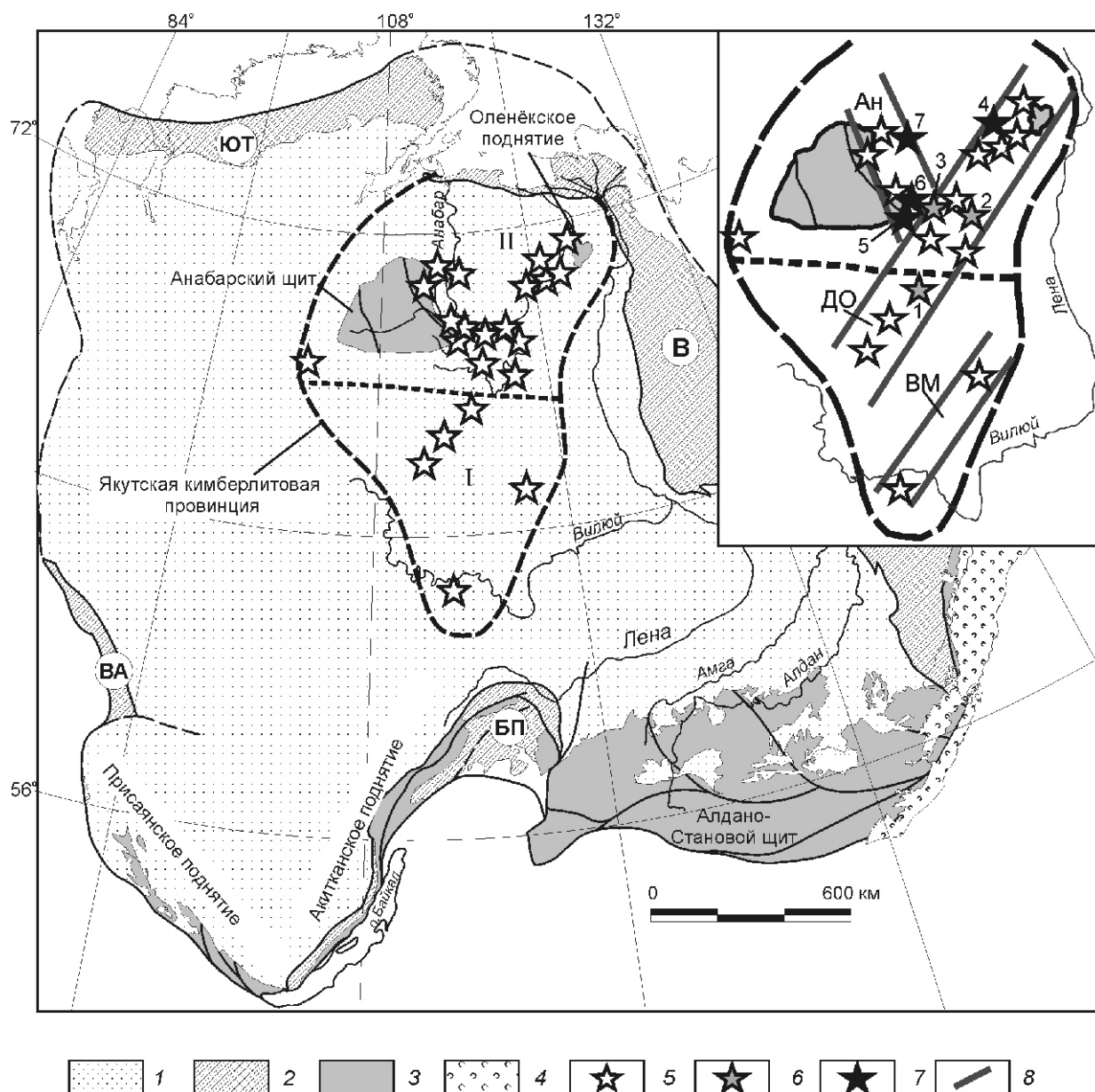
The article presents results of the statistical analyses of the crystal morphology and average weight of diamonds from the Paleozoic and Mesozoic kimberlite pipes in the northeastern Yakutian kimberlite province. The relationships between the contents of laminar and rounded (dissolved) diamond crystals and the age of kimberlites has been established. We tried to estimate a possible effect of the peaks of basic magmatism manifestation in the Middle Paleozoic and Early Mesozoic on the crystal morphology, average weight and content of diamonds in variously aged kimberlites.

*Key words:* laminar diamond, rounded diamond, kimberlites of the Siberian platform.

Якутская кимберлитовая провинция объединяет более 1000 кимберлитовых тел и разделяется на две субпровинции: южную — Вилуйскую, расположенную в центре Сибирской платформы, и северную — Анабаро-Оленёкскую на северо-восточной окраине платформы (рис. 1). Для Вилуйской субпровинции характерны кимберлиты среднепалеозойского возраста, с которыми связаны промышленные месторождения алмазов. В Анабаро-Оленёкской субпровинции развиты слабоалмазоносные и неалмазоносные кимберлиты среднепалеозойского и мезозойского возрастов [12, 14, 19]. Кимберлитовые тела южной и северной субпровинций различаются по ряду признаков. В центральной части платформы они представлены в основном эксплозивным типом, к северу увеличивается число интрузивных тел, которые располагаются среди эксплозивных, не образуя каких-либо обособленных групп [17]. Степень алмазоносности кимберлитов Анабаро-Оленёкской субпровинции уменьшается примерно на 90%, а средняя масса кристаллов на 45%, хотя число кимберлитовых тел в ней в 4,5 раза выше, чем в Вилуйской (табл. 1). Кроме того, кимберлиты субпровинций различаются по кристалломорфологии и средней массе алмазов.

Эти различия связывают с особенностями строения литосферной мантии в палеозойское и мезозойское время и объясняют воздействием на ее нижние горизонты Сибирского суперплюма на границе пермского и триасового периодов [7, 27]. Также предполагается, что модификация литосферы северной субпровинции могла происходить в процессе рифейского и среднепалеозойского рифтогенеза [18, 25]. Чтобы оценить возможное влияние процессов рифтогенеза и плюмового магматизма на кристалломорфологию, средняя масса и содержание алмазов в кимберлитах Анабаро-Оленёкской субпровинции и прилегающей территории Вилуйской, был проведен статистический анализ этих параметров алмазов в зависимости от возраста кимберлитовых трубок. Результаты исследований изложены в данной статье.

**Методика и объекты изучения.** Уровень достоверности проводимых исследований определяется главным образом доступностью и полнотой данных по геологии, степени алмазоносности, особенностям кристалломорфологии алмазов и изотопному возрасту кимберлитов, развитых на севере Якутской кимберлитовой провинции. Степень алмазоносности 120 кимберлитовых тел была определена К.П.Аргуновым [2]. Класси-



**Рис. 1.** Обзорная тектоническая схема Северо-Азиатского кратона [28] с положением Якутской кимберлитовой провинции [12, 18]:

1 — Сибирская платформа; 2 — опущенная окраина кратона, складчато-надвиговые пояса (ЮТ — Южно-Таймырский, ВА — Восточно-Ангарский, БП — Байкало-Патомский, В — Верхоянский); 3 — докембрийский фундамент (щиты и поднятия); 4 — мезозойский вулканоплутонический пояс; 5 — кимберлитовые поля; кимберлитовые субпровинции: I — Вилуйская, II — Анабаро-Оленёкская; на врезке: схема расположения изученных алмазоносных кимберлитовых полей: 6 — палеозойские (1 — Верхнемунское, 2 — Огонер-Юряхское, 3 — Западно-Укукитское); 7 — мезозойские (4 — Куойское, 5 — Куранахское, 6 — Лучаканское, 7 — Эбеляхское); 8 — минерагенические зоны (ВМ — Вилуйско-Мархинская, ДО — Далдыно-Оленёкская, Ан — Анабарская)

фикация алмазов из кимберлитовых трубок проводилась в АК «АЛРОСА» В.И.Коптилем [11] по методике Ю.Л.Орлова [15] и опубликована в монографии С.А.Граханова с соавторами [5]. Учитывая разный объем опробования и различное содержание алмазов, при статистических расчетах количества кристаллов каждой формы была нормирована к 1000 зерен на пробу. При определении соотношений между кристалломор-

фологическими разновидностями алмаза особое внимание было обращено на кристаллы I разновидности. Наиболее представительная информация собрана для кимберлитовых трубок Верхнемунского поля (Заполяная, Комсомольская, Новинка), Западно-Укукитского (Ленинград), Огонер-Юряхского (Аэрогеологическая), Куранахского (Малокуонапская), Куойского (Дьянга), Эбеляхского (Гренада), а также по кимберли-

## 1. Число и алмазоносность кимберлитовых трубок в Вилюйской и Анабаро-Оленёкской субпровинциях [2]

| Субпровинции       | Число тел     |              | Процент алмазоносных тел | Средняя алмазоносность, у.е. |
|--------------------|---------------|--------------|--------------------------|------------------------------|
|                    | кимберлитовых | алмазоносных |                          |                              |
| Вилюйская          | 200           | 81           | 40,5                     | 94,69                        |
| Анабаро-Оленёкская | 900           | 41           | 4,5                      | 4,9                          |

там Лучаканского поля (табл. 2) [1, 2, 4, 5, 8—10]. При отборе датировок кимберлитов отдавалось предпочтение данным, полученным в одной лаборатории по пробам без ксеногенного материала [8—10] и подтвержденным другими методами изотопного анализа.

Все данные по алмазам и возрасту кимберлитов обрабатывались с помощью компьютерной программы StatGraphics Plus (Manugistics Corporate, USA).

**Геологическое положение алмазоносных кимберлитов Анабаро-Оленёкской субпровинции.** Все известные кимберлитовые трубки субпровинции локализованы в пределах двух минерагенических зон [12, 17]. Кимберлиты Верхнемунского, Огонер-Юряхского, Западно-Укукитского и Куойкского полей расположены в пределах Далдыно-Оленёкской минерагенической зоны, которая продолжается на юг в Вилюйскую субпровинцию. Кимберлиты Куранах-

ского, Лучаканского и Эбеляхского полей относятся к Анабарской минерагенической зоне.

**Верхнемунское кимберлитовое поле** сложено карбонатными и терригенно-карбонатными породами среднего и верхнего кембрия и нижнего ордовика. Кимберлитовые тела прорывают раннепалеозойские отложения и обнажаются на дневной поверхности. Площадь кимберлитового поля составляет всего 27,5 км<sup>2</sup> и объединяет 15 кимберлитовых тел.

Трубка Новинка имеет в плане гантелеобразную форму. Размеры тела по длинной оси 305 м, а по короткой 140 м (западное тело) и 210 м (восточное тело). Трубка сложена кимберлитовой брекчией, порфиrowыми кимберлитами с высоким содержанием зерен серпентинизированного оливина. Возраст по результатам U-Pb метода по перовскиту (SHRIMP) 355 млн.лет [25].

## 2. Кристалломорфология, средняя масса и содержание алмазов из кимберлитов северной части Якутской кимберлитовой провинции

| Поле                                            | Трубка                   | Возраст, млн.лет | Ламинарные, у.е. | Округлые, у.е. | Отношение ламинарные/округлые | Средняя масса, мг | Алмазоносность, у.е. |
|-------------------------------------------------|--------------------------|------------------|------------------|----------------|-------------------------------|-------------------|----------------------|
| <i>Далдыно-Оленёкская минерагеническая зона</i> |                          |                  |                  |                |                               |                   |                      |
| Верхнемунское                                   | Заполярная               | 360              | 394              | 534            | 0,74                          | —                 | 220                  |
|                                                 | Новинка                  | 355              | 494              | 409            | 1,21                          | —                 | 172,8                |
|                                                 | Комсомольская            | 334              | 445              | 479            | 0,93                          | 7,2               | 142,7                |
| Огонер-Юряхское                                 | Аэрогеологическая        | 409              | 701              | 242            | 2,9                           | 4,7               | 3,0                  |
| Западно-Укукитское                              | Ленинград                | 380              | 666              | 289            | 2,3                           | 6,7               | 12,96                |
|                                                 | Светлана                 | 365              | —                | —              | —                             | 6,6               | 1,1                  |
|                                                 | Русловая                 | —                | 756              | 184            | 4,11                          | 4                 | 4,8                  |
| Куойкское                                       | Дьянга                   | 243              | 259              | 680            | 0,38                          | 3,8               | —                    |
| <i>Анабарская минерагеническая зона</i>         |                          |                  |                  |                |                               |                   |                      |
| Куранахское                                     | Малокуонапская — I фаза  | 222              | 407              | 542            | 0,75                          | —                 | —                    |
|                                                 | Малокуонапская — II фаза | 170              | 797              | 179            | 4,44                          | 2,7               | 34                   |
| Лучаканское                                     | 5 трубок                 | 197              | 460              | 351            | 1,31                          | —                 | 7,2                  |
| Эбеляхское                                      | Гренада                  | 159              | 629              | 315            | 1,99                          | —                 | —                    |

*Трубка Комсомольская* неправильной формы, вытянута в широтном направлении с раздувом в северо-западной части. Размеры 265 65 120 м. Она сложена порфировыми кимберлитами и автолитовой кимберлитовой брекчией. Возраст по результатам К-Аг метода 334 млн.лет.

*Трубка Заполярная* имеет гантелеобразную форму, вытянутую в северо-западном направлении. Размеры тела по длинной оси 440 м, а по короткой 126 м (северо-западное тело) и 188 м (юго-восточное тело). Породы трубки представлены порфировыми кимберлитами и автолитовой кимберлитовой брекчией. Возраст кимберлитов по К-Аг методу 360 млн.лет.

**Огонер-Юряхское кимберлитовое поле** объединяет 51 кимберлитовое тело и имеет площадь около 1390 км<sup>2</sup>. *Трубка Аэрогеологическая* прорывает известняки верхнего кембрия и перекрыта в северо-восточной части нижнеюрскими отложениями, которые представлены песчано-глинистыми породами, содержащими большое количество гальки различного петрографического состава, а иногда и обломки сильно разрушенного кимберлита. Основная часть трубки имеет вытянутую округлую форму при ширине 380 м и длине 520 м, на юго-западе она переходит в дайкообразное тело длиной 430 м, при ширине 120—150 м. Максимальная длина тела 1050 м. Трубка выполнена кимберлитовой брекчией. Определения изотопного возраста пород трубки U-Pb методом по цирконам показали возраст 409 млн.лет [6].

**Западно-Укукитское кимберлитовое поле** — площадь порядка 750—770 км<sup>2</sup>, в его пределах установлено 70 кимберлитовых тел. Поле сложено карбонатными породами кембрия, редкими дайками долеритов пермско-триасового возраста, многочисленными телами кимберлитов и пикритов. *Трубка Ленинград* имеет форму неправильного эллипса размером 200 100 м. Породы трубки представлены кимберлитовой брекчией. Геохронологические исследования Rb-Sr методом определили возраст пород трубки 380 млн.лет [4, 10].

**Куойкское кимберлитовое поле** включает более 20 кимберлитовых трубок и даек. Кимберлиты прорывают отложения нижнего кембрия и нижней перми. В пределах поля присутствуют пермо-триасовые траппы. Средний размер трубок 40 65 м. *Дайка Дьянга* имеет линейно вытянутую форму размером 120 1 м и сложена кимберлитовой брекчией возрастом 237—249 млн.лет.

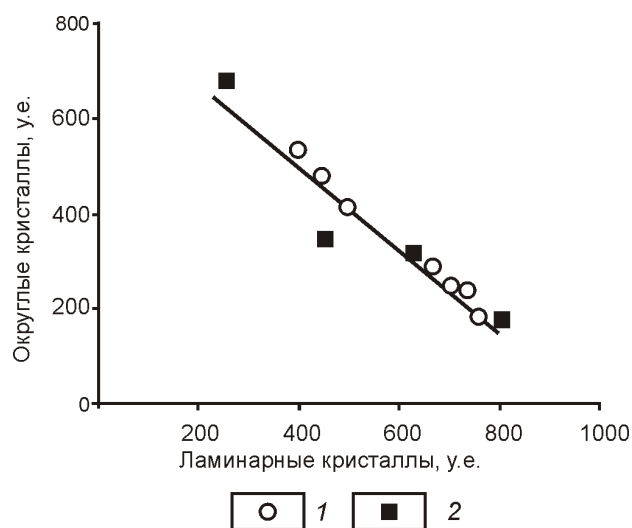
**Куранахское кимберлитовое поле** состоит из 24 кимберлитовых тел, развитых на сравнительно небольшой площади (около 200 км<sup>2</sup>). В геологическом строении этой территории принимают участие отложения нижнего и среднего кембрия, а также различные по генезису рыхлые образования четвертичного возраста. *Трубка Малокуонапская* изометричной формы размерами 300 400 м. Она сложена двумя типами кимберлита: порфировым кимберлитом и кимберлитовой брек-

чией. Порфировые кимберлиты слагают северо-западную часть трубки, занимая площадь 120 150 м. Большая часть трубки сложена кимберлитовыми брекчиями. По данным Rb-Sr метода возраст порфировых кимберлитов (I фаза) 222 млн.лет, кимберлитовой брекчии (II фаза) 170 млн.лет.

**Лучаканское кимберлитовое поле** расположено в бассейнах р.Малая Куонамка и ее левого притока р.Лучакан. В геологическом строении района принимают участие архейские породы, а также отложения верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия. Здесь присутствуют породы кимберлитовой формации (альнеиты, кимберлиты и кимберлитовые брекчии), слагающие интрузивные (дайки и штоки) и эксплозивные тела (трубки). Всего открыто 67 кимберлитовых тел. Средний возраст кимберлитов поля, определенный разными методами (Rb-Sr, K-Ar, U-Pb), 197 млн.лет [1]. Алмазы установлены в нескольких трубках: Отрицательная (160—220 млн.лет), Лыхчан-Восточный, Лыхчан-Западный (220—229 млн.лет), Дама (246 млн.лет), Поздняя (232 млн.лет), Двойная (240 млн.лет).

**Эбеляхское кимберлитовое поле** расположено в бассейне среднего течения р.Анабар. Здесь известны тела различных по составу щелочно-ультраосновных пород. Кимберлиты слагают трубки *Гренада* и *Надежда* и ряд пластовых тел. Наиболее изучены породы аномалии 98А, залегающие среди карбонатных отложений кембрия. Возраст кимберлитов аномалии 235 млн.лет по данным Rb-Sr датирования [8]. Трубка Гренада сложена карбонатитами возрастом 159 млн.лет (Rb-Sr метод) [8].

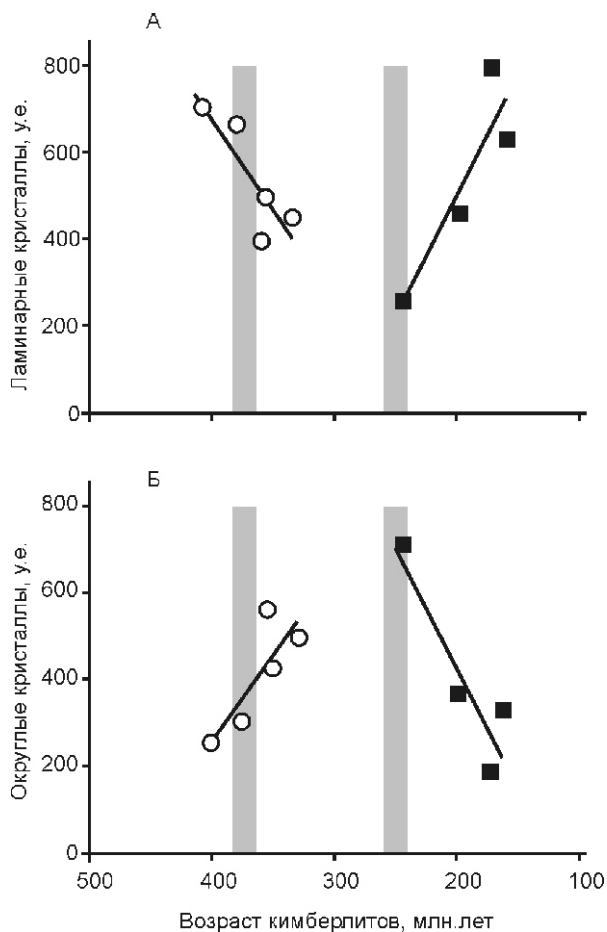
**Обсуждение результатов.** В изученных кимберлитах присутствуют алмазы различных морфологических групп по классификации Ю.Л.Орлова [14]. Алмазы I разновидности составляют 90%. При-



**Рис. 2. Количественные соотношения ламинарных и округлых кристаллов алмаза в разновозрастных кимберлитовых трубках:**

1 — палеозойские, 2 — мезозойские





**Рис. 3. Изменение содержаний ламинарных (А) и округлых (Б) кристаллов алмаза в разновозрастных кимберлитовых трубках:**

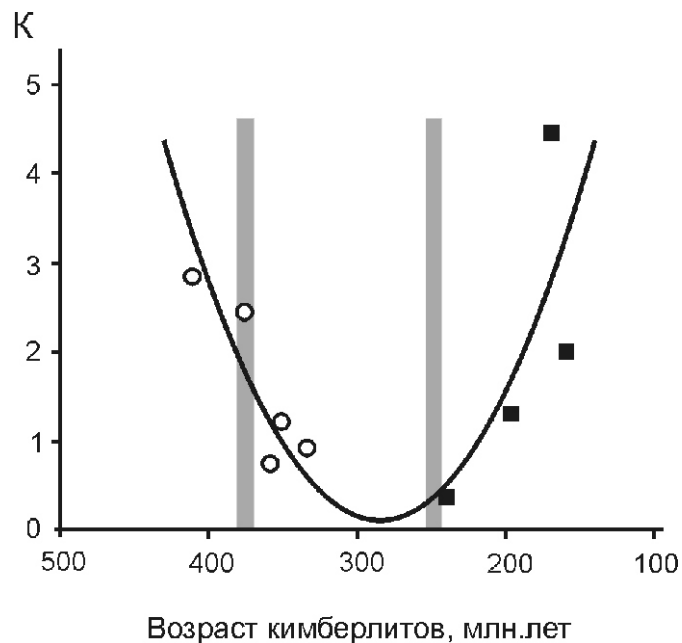
здесь и на рис. 4 серым цветом показан возрастной интервал максимального проявления базитового магматизма на Сибирской платформе по [18]; см. услов. обозн. к рис. 2

существуют кубы II и III разновидностей в количестве 0,5—3,3%, алмазы «в рубашке» IV разновидности — 0—2,5% и борт VIII разновидностей — 0,4—8%. Алмазы V и VII разновидностей, характерные для россыпей северо-востока Сибирской платформы, в этих кимберлитах не установлены [5].

По морфологическим особенностям среди алмазов I разновидности в кимберлитах присутствуют как ламинарные, так и округлые кристаллы (см. табл. 2). Ламинарные алмазы «кимберлитового типа» представлены октаэдрическими кристаллами и кристаллами переходного ряда октаэдр—ромбододекаэдр. К округлым алмазам отнесены скрытослоистые додекаэдриды «уральского (бразильского)» типа и додекаэдриды с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа.

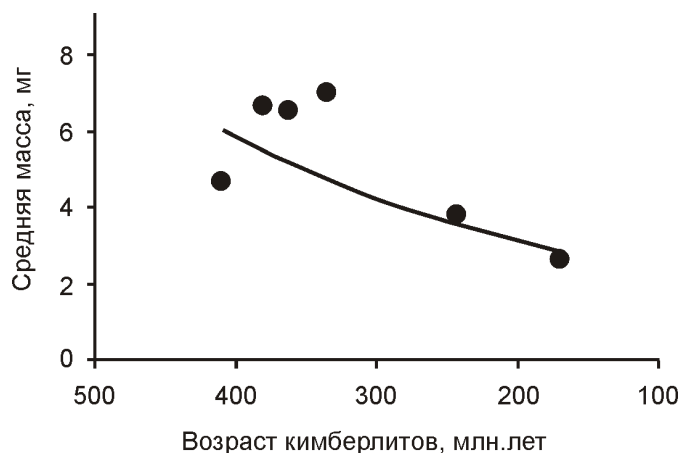
Между содержаниями ламинарных и округлых алмазов в разновозрастных трубках установлена обратная зависимость ( $r = 0,969$ ,  $R^2 = 93,91\%$ , где  $r$  — коэффициент корреляции, а  $R^2$  — доверительный интер-

вал) (рис. 2). Такая зависимость, вероятно, обусловлена единым процессом, который приводит к преимущественной кристаллизации или растворению того или иного типа алмазов. Чтобы проследить изменение направленности этого процесса были построены графики зависимости кристалломорфологических форм алмаза от возраста кимберлитовых трубок. В системе «количество октаэдрических кристаллов — возраст кимберлитов» для Верхнемунского, Западно-Укукитского и Огонер-Юряхского полей (рис. 3, А) наблюдается постепенное уменьшение таких кристаллов в период с 409 до 334 млн.лет ( $r = 0,948$ ,  $R^2 = 72,02\%$ ). В мезозойских кимберлитах (Куойкское, Куранахское, Лучаканское, Эбеляхское поля), напротив, начиная с рубежа 250 млн.лет, происходит увеличение октаэдрических кристаллов с омоложением кимберлитов ( $r = 0,910$ ,  $R^2 = 81,30\%$ ) (см. рис. 3, А). Соответственно, в системе «округлые кристаллы — возраст» в интервале 409—334 млн.лет происходит увеличение количества округлых кристаллов ( $r = 0,835$ ,  $R^2 = 69,74\%$ ), а в период 243—159 млн.лет их количество уменьшается ( $r = 0,897$ ,  $R^2 = 80,51\%$ ) (см. рис. 3, Б). В системе «коэффициент отношения ламинарные/округлые кристаллы — возраст» устанавливаются следующие закономерности: в период 409—334 млн.лет уменьшение коэффициента с 3:1 до 1:1,5 ( $r = 0,907$ ,  $R^2 = 82,28\%$ ) и его увеличение с 1:2,6 до 4,5:1 в интервале 243—159 млн.лет ( $r = 0,876$ ,  $R^2 = 77,37\%$ ) (рис. 4). Несмотря на сложные взаимосвязи между кристалломорфологическими типами алмазов и возрастом кимберлитов, в целом на-



**Рис. 4. Изменение коэффициента отношения содержаний ламинарных кристаллов алмаза к округлым (К) в кимберлитовых трубках:**

см. услов. обозн. к рис. 2



**Рис. 5. Изменение средней массы кристаллов алмаза в зависимости от возраста кимберлитовых трубок**

блюдается уменьшение средней массы кристаллов алмаза от древних к молодым трубкам. Так, средняя масса алмазов в палеозойских трубках 6 мг, а в мезозойских — 3,25 мг (рис. 5 и табл. 2).

Округлые формы кристаллов алмаза могут формироваться как в процессе растворения ламинарных и плоскогранных кристаллов, так и в процессе роста самих индивидов [3, 16, 20, 23, 24, 26]. В настоящее время экспериментально доказано, что округлые кристаллы могут образовываться за счет растворения октаэдрических форм при высоких температурах и давлениях ( $T$  1300—1700 С,  $P$  2,5—7,5 ГПа), как на примере синтетических [21, 22], так и природных [20, 26] алмазов. В качестве реакционной среды в экспериментах использовались карбонатные и силикатные расплавы, а также природный лампроит. На начальной стадии растворения алмаза на кристаллах развиваются округлые поверхности со сноповидной или занозистой штриховкой, каплевидными холмиками и гранным швом. При дальнейшем растворении кристаллы все более округляются и полностью теряют свой первоначальный облик, приобретая округлую форму, характерную для алмазов «уральского» (бразильского) типа — округлых додекаэдроидов. Эти исследования показали, что определяющее значение в процессе образования округлых алмазов играет наличие воды в реакционной среде. Первичные октаэдрические и кубические кристаллы теряют от 20% своей массы в водосодержащих расплавах и до 60% в безводных [26]. По данным Я.Федорчук с коллегами [23, 24], алмазы могут растворяться при меньших давлениях. Эксперименты проводились при  $T$  1150—1500 С и  $P$  1 ГПа в расплавах, аналогичных природному кимберлиту, щелочному базальту и в  $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  расплаве. В результате получены кристаллы, аналогичные природным растворенным алмазам с тригональными ямками травления и гранным швом. Отмечается, что для начала процес-

са растворения необходимо присутствие флюида в свободной фазе, в сухом или недосыщенном флюидом расплаве происходит только графитизация поверхности [23, 24].

Установленные закономерности изменения морфологии и средней массы кристаллов из кимберлитов Анабаро-Оленёкской субпровинции в диапазоне 409—250 млн. лет в целом подтверждаются экспериментальными данными. Увеличение количества округлых кристаллов в палеозойских кимберлитах может быть связано с проявлением базитового магматизма и рифтогенеза в среднем палеозое [13, 18]. А.И.Киселев с соавторами [13] связывают эти процессы с мантийным плюмом. Его воздействие повлияло на состав и  $P$ - $T$  условия литосферной мантии. Изменение физико-химических условий способствовало созданию среды, благоприятной для растворения алмаза. За счет потери массы при растворении уменьшалась средняя масса кристаллов в более молодых трубках.

Вероятно, процессы среднепалеозойского рифтогенеза и раннемезозойского плюмового магматизма привели к снижению алмазоносности литосферной мантии под Анабарской и Далдыно-Оленёкской минерагеническими зонами. Воздействие плюма привело к значительному утонению литосферной мантии (с 250 до 130—140 км), изменению ее состава, которое выразилось в увеличении доли пироксенитов и снижении содержаний  $\text{MgO}$  и  $\text{NiO}$  в мантии, а также окислению алмаза [7, 27]. В мезозойских кимберлитах наблюдается увеличение количества ламинарных кристаллов в интервале возрастов 250—160 млн. лет (см. рисунки 3 и 4). Такую закономерность можно объяснить, по крайней мере, двумя моделями. Первая предполагает, что генерация мезозойских кимберлитовых магм происходила в различной степени предварительно модифицированной и гетерогенной мантии; вторая предполагает, что в этот период в литосферной мантии могло происходить восстановление физико-химических условий, способствующее возобновлению роста октаэдрических кристаллов, что подтверждается нарастанием октаэдрических алмазов на округлые алмазы «уральского» (бразильского) типа, установленное при изучении катодоллюминесценции в плоскопараллельных пластинках из алмазов россыпей Эбеляхского района [16]. При этом средняя масса кристаллов и их содержание в мезозойских трубках не увеличиваются, что указывает на незначительное поступление углеродсодержащего вещества.

В заключение следует сказать, что статистическое изучение закономерностей изменения кристалломорфологии, средней массы и содержаний алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитовых трубках Анабаро-Оленёкской субпровинции показывает, что низкий уровень алмазоносности кимберлитов в данном районе связан с модификацией литосферной мантии в процессе среднепалеозойского рифтогенеза

и мезозойского плюмового магматизма. Под воздействием этих процессов происходит уменьшение средней массы и увеличение количества округлых форм алмазов. Вероятно, после пика раннемезозойского магматизма (250 млн. лет) в литосферной мантии восстанавливаются физико-химические условия, которые способствуют росту ламинарных и плоскогранных октаэдров алмаза.

*Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН 14.1.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухова З.А., Зайцев А.И. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитовых пород Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. 2006. № 2. С. 34—64.
2. Аргунов К.П. Алмазы Якутии: физические, морфологические, геммологические особенности. —Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005.
3. Барашков Ю.П., Бескрованов В.В., Пироговская К.Л. Типоморфизм алмазов из россыпных месторождений северо-востока Сибирской платформы // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50): материалы научно-практической конференции, посвященной 50-летию открытия первой алмазоносной кимберлитовой трубки «Зарница». —С-Пб: ВСЕГЕИ, 2004. С. 43—46.
4. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. —Якутск, 1984.
5. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. —Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007.
6. Девис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175—179.
7. Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П. Минеральные ресурсы Российской Арктики и проблемы их освоения в современных условиях // Геология и геофизика. 2010. Т. 5. № 1. С. 126—141.
8. Зайцев А.И. О возрасте магматитов Эбеляхского и Орто-Ыаргинского полей, северо-восток Якутской кимберлитовой провинции // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 16—20.
9. Зайцев А.И. Рубидий-стронциевая изотопная геохимия и возраст кимберлитовых пород Ары-Мастахского поля // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 94—105.
10. Зайцев А.И., Брахфогель Ф.Ф., Ненашев Н.И. Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитовых пород Восточно- и Западно-Укуитского полей // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. —Мирный, 1998. С. 118—122.
11. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. —М.: ООО «Недра-бизнесцентр», 2003.
12. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты: справочник. —М.: Недра, 1990.
13. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. и др. Среднепалеозойский магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. 2006. Т. 14. № 6. С. 626—648.
14. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Алымова Н.В. Кимберлитовый вулканизм Якутской провинции — тектонический контроль, мантийные источники // Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. —Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 381—384.
15. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. —М.: Наука, 1984.
16. Павлушин А.Д., Смелов А.П., Вигерс де Врис Д. и др. Новые данные о сингенетичности пластически деформированных кристаллов алмаза жильного типа и ламинарных октаэдров из россыпей Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 3—7.
17. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы / Под ред. Ю.Н.Трушкова. —Новосибирск: Наука, 1974.
18. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
19. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. —М.: ОАО Изд-во «Недра», 1998.
20. Хохряков А.Ф. Экспериментальное изучение образования округлых кристаллов алмаза // Вестник ОГГГН РАН. 2000. Т. 1. № 5. С. 80—81.
21. Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н. Морфология кристаллов алмаза, растворенных в водосодержащих силикатных расплавах // Минералогический журнал. 1990. Т. 12. № 1. С. 14—23.
22. Ченуров А.И., Хохряков А.Ф., Сонин В.М. и др. О формах растворения кристаллов алмаза в силикатных расплавах при высоком давлении // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 212—216.
23. Fedortchuk Ya., Canil D., Semenets E. Mechanism of diamond oxidation and their bearing on the fluid composition in kimberlite magmas // American Mineralogist. 2007. Vol. 92. Pp. 1200—1212.
24. Fedortchuk Ya., Matveev S., Carlson J.A. H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> in kimberlitic fluid as recorded by diamonds and olivines in several Ekati Diamond Mine kimberlites, Northwest Territories, Canada // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 289. Pp. 549—559.
25. Griffin W.L., Ryan G.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. Vol. 310. Pp. 1—35.
26. Khokhryakov A.F., Palyanov Y.N. Diamond dissolution forms in water-containing and water-free carbonate melts // 9th International Kimberlite Conference Extended Abstract. № 9 IKC-A-00071. 2008. Frankfurt.
27. Pokhilenko N.P., Soboлев N.V., Kuligin S.S. et al. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle // Proceedings of 7th Int. Kimberlite Conf, Cape Town, 1999. Vol. 2. Pp. 689—698.
28. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research. 2007. Vol. 12. Pp. 279—288.



## Результаты комплексного минералогического исследования якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района

С.С.УГАПЬЕВА, Н.В.ЗАЯКИНА, А.Д.ПАВЛУШИН, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: sargylana-ugapева@yandex.ru)

Приведены результаты исследования морфологии, рентгенографии, изотопного состава углерода и фазового состава ассоциирующих минералов якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района. По особенностям морфологии и внутреннего строения агрегатов алмаза выделено четыре морфологических типа. Описан новый параллельно-шестоватый тип агрегатов с закономерной структурной ориентировкой кристаллитов алмаза и лонсдейлита. Предположительно изученные якутиты являются фрагментами более крупных агрегатов алмаза, значительно превышающих по размерам их обнаруженные реликты. Рентгенографически установленное наличие лонсдейлита в исследованных образцах подтверждает их «импактный» генезис.

*Ключевые слова:* якутит, лонсдейлит, морфология, рентгенография, Якутская алмазоносная провинция.

## The results of compound mineralogical studies of yakutites from placer deposits in the Anabar diamondiferous region

S.S.UGAPYEVA, N.V.ZAYAKINA, A.D.PAVLUSHIN, O.B.OLEINIKOV

The results of morphological, X-ray and carbon isotope composition investigations of yakutites from placer deposits of the Anabar diamondiferous region and the studies of phase composition of their accompanying minerals are given. Four morphological types are recognized with regard to the morphology and inner structure of diamond aggregates. A new parallel-columnar type of diamond aggregates with an epitaxial structural orientation of diamond and lonsdaleite crystallites is described. The studied yakutites are supposed to be fragments of larger diamond aggregates for exceeding the found relics in size. X-ray data of lonsdaleite crystallites from the studied samples confirms the «impact» genesis of yakutites.

*Key words:* yakutite, lonsdaleite, morphology, x-ray study, Yakutian diamondiferous provinces.

Изучению особенностей якутитов — поликристаллических агрегатов алмаза посвящено значительное число публикаций [1, 2, 4—6, 8—12, 14], в которых приведены результаты исследования их морфологии, а также данные, полученные методами электронной микроскопии, фотолюминесценции, рентгенографии, ИК-спектроскопии, изотопного анализа углерода. На основании полученных данных сделаны выводы о том, что поликристаллические агрегаты алмаза с лонсдейлитом из аллювиальных отложений и импактитов Попигайской кольцевой структуры, имеют ударно-метаморфический генезис [4, 5, 7, 10, 11]. С одной стороны, традиционно большая часть исследователей связывает их образование с гигантским взрывом, вызванным падением космического тела около 35 млн. лет назад [4]. С другой стороны, ряд фактов позволяет считать их продуктами эндогенных взрывов, вызванных поднятием глубинных углеводородных флюидов [3]. На северо-востоке Сибирской платформы поликристаллические алмазы XI разновидности встречаются на обширной территории, в т.ч. и в бассейне р.Келимяр в 600 км от Попигайского кратера [4, 8, 9]. Находки якутитов связаны или с неоген-верхнечетвертичными отложениями, или с современным аллювием [8, 9].

По минералогической классификации Ю.Л.Орлова [14] XI разновидность алмазов, к которой относятся исследуемые образцы, отличается от обычных карбонадо «бразильского» типа главным образом наличием примеси гексагональной модификации углерода — лонсдейлита, что подтверждает их ударное (импактное) происхождение. Алмазы данной разновидности впервые обнаружены в 1966 г. и после их диагностики рентгеновским методом определены как алмазы типа «карбонадо». По некоторым отличительным особенностям образцов (преимущественно наличию лонсдейлита) поликристаллическим алмазам данной разновидности было предложено название «якутиты» [14].

Авторами предпринято комплексное исследование морфологии, рентгенографии, изотопного состава углерода и состава ассоциирующих минеральных фаз крупных (до 13 мм) агрегатов якутитов из коллекции, собранной в ходе геолого-поисковых и эксплуатационных работ геологами ОАО «Алмазы Анабара», насчитывающей более 200 образцов, отобранных из аллювиальных отложений Анабарского алмазоносного района.

**Методы исследования.** Морфология агрегатов якутитов изучена методом оптической микроскопии.



Детальные исследования морфологии и состава минеральных фаз на поверхности агрегатов проведены на электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 350 «Oxford Instruments» в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН, г. Якутск (аналитик А.В. Попов).

Рентгенографические исследования проводились на рентгеновской установке УРС-0.3 в камерах РКД, РК ОП-А, Си — нефльтрованное излучение. Методами Дебая-Шеррера и Лауэ изучено 6 образцов. Для исследования использованы как целые агрегаты, так и фрагменты некоторых расколотых образцов. Съемка осколков образцов малых размеров в камере РКД проводилась с вращением, крупные образцы снимались без вращения.

**Морфология агрегатов якутитов.** Агрегаты алмаза, представленные в коллекции, имеют размеры 2—13 мм в поперечнике при массе 0,02—0,8 г. В среднем размеры агрегатов составляют 4—5 мм при массе 0,08—0,12 г. Они представляют собой непрозрачные или полупрозрачные зерна и обломки, имеющие в большинстве случаев бесформенные очертания. Поверхность агрегатов часто корродирована, присутствуют механические трещины и сколы, составляющие до 50% поверхности, что указывает на то, что данные зерна являются обломками более крупных агрегатов. Цвет алмазов коричневый с оттенками красного, реже темно-серый до черного. Изучение алмазов данного типа в ультрафиолетовом источнике (осветитель УФ ОИ-18 с ртутной лампой СВД-120А и набором светофильтров) показало, что, в отличие от ранее изученных алмазов данного типа [1], свечение практически у всех образцов отсутствует.

Среди выделений якутитов отмечено широкое разнообразие форм, проявленных как во внешней морфологии, так и во внутреннем строении. Авторами данной публикации выделено четыре основных морфологических типа агрегатов.

**Массивно-зернистые агрегаты** — наиболее распространенный тип агрегатов в коллекции представляют собой макроскопически плотные и зернистые массы разных размеров и очертаний (рис. 1, А и Б). Массивную и зернистую структуру нередко можно наблюдать в пределах одного образца. Границы зерен (блоков) неровные, часто имеют волнистое строение.

**Таблитчатые агрегаты** — плотные параллельные сростки уплощенных пластинчатых и таблитчатых индивидов (см. рис. 1, В). Границы между смежными индивидами неровные. Иногда пластинки имеют хорошо выраженную геометрию в виде трапецевидных и треугольных форм с полигональным строением поверхности в виде параллельных ступеней и трещин (см. рис. 1, Г). Однако очертания субиндивидов, углы между смежными и параллельными ступенями не отвечают кристаллографическим формам ал-

маза и его спайности по октаэдру. Таким образом, геометрия агрегата проявляет симметрию близкую к гексагональной или тригональной сингонии, и ее происхождение чуждо кристаллической структуре алмаза.

**Параллельно-шестоватые агрегаты** представляют собой параллельные сростки микроскопических субиндивидов, вытянутых в одном направлении (см. рис. 1, Д). Размеры сечений субиндивидов в сростках составляют от первых микрон до долей миллиметра. Нередко параллельные сростки имеют волнистые изогнутые очертания, напоминающие деформационные структуры. Данный тип агрегатов не был отмечен ранее в описании морфологии якутитов.

**Спутанно-волоконистые агрегаты** — плотные массы с волнистым строением поверхности, состоящей из вытянутых по одной оси субпараллельных индивидов и микрокристаллических волокон (см. рис. 1, Е).

Большинство якутитов имеют следы крупных по площади свежих сколов, проходящих по границам субиндивидов, слагающих агрегаты. Наличие параллельно-шестоватых, спутанно-волоконистых и массивно-зернистых агрегатов, позволяет предположить их рост в виде ограниченных параллельными стенками прожилкообразных агрегатов и крупных скоплений. Разнообразие форм агрегатов якутитов, их размеры, очертания поверхности естественных сколов свидетельствуют о том, что в большинстве случаев они являются фрагментами более крупных агрегатов алмаза, значительно превышающих по размерам их обнаруженные реликты.

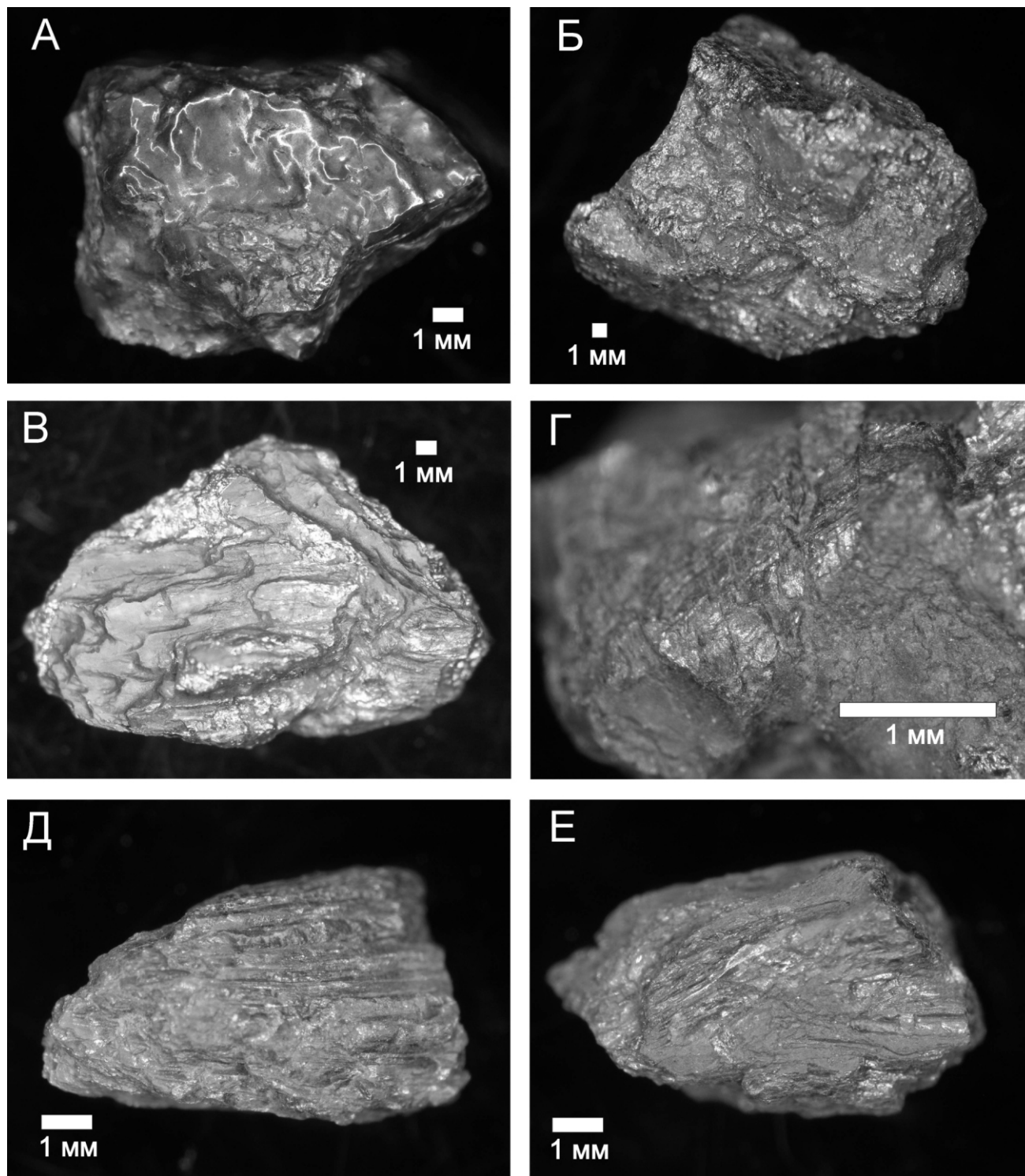
**Микроморфология поверхности агрегатов якутитов.** При детальном изучении агрегатов с помощью электронной микроскопии наблюдается ряд общих черт в морфологии их поверхности. Одна из них — наличие интерстиционных пустот субмикронных размеров между границами субиндивидов в агрегатах (рис. 2). Как правило, многочисленные пустоты расположены в одном направлении и имеют субпараллельное положение. Субиндивиды в агрегатах обычно пластинчатого облика в таблитчатых (см. рис. 2, А, Б и В), и волокнистоподобного в параллельно-шестоватых агрегатах (см. рис. 2, Г). На свежих сколах и в естественных пустотах при наблюдении в электронном микроскопе ясно прослеживается волокнистое микрофибрилярное строение спутанно-волоконистых агрегатов.

Микрофибры и микропластины алмаза наблюдались в агрегатах всех, без исключения, морфологических типов якутитов. Как правило, они сопряжены с линейными структурами дефектов деформационного типа (см. рис. 2). Четко разграничить природу этих дефектов как эпигенетическую пластическую деформацию или как трансляционную ростовую автодеформацию агрегатов алмаза не представляется возможным.

Ряд агрегатов якутитов имеет рельеф поверхности, интерпретируемый авторами как последствия пост-ростового растворения. Он представлен многочисленными разобщенными ямками субмикронных размеров неправильной формы однородно покрывающих поверхность агрегатов. Особенно наглядно его можно наблюдать на поверхности пластинчатых суб-

индивидов в таблитчатом агрегате образца 406 (см. рис. 2, В). На некоторых агрегатах ямки травления подобной морфологии покрывают их поверхность сплошным сверхтонким ячеистым рельефом, отмеченным ранее как рельеф растворения [4].

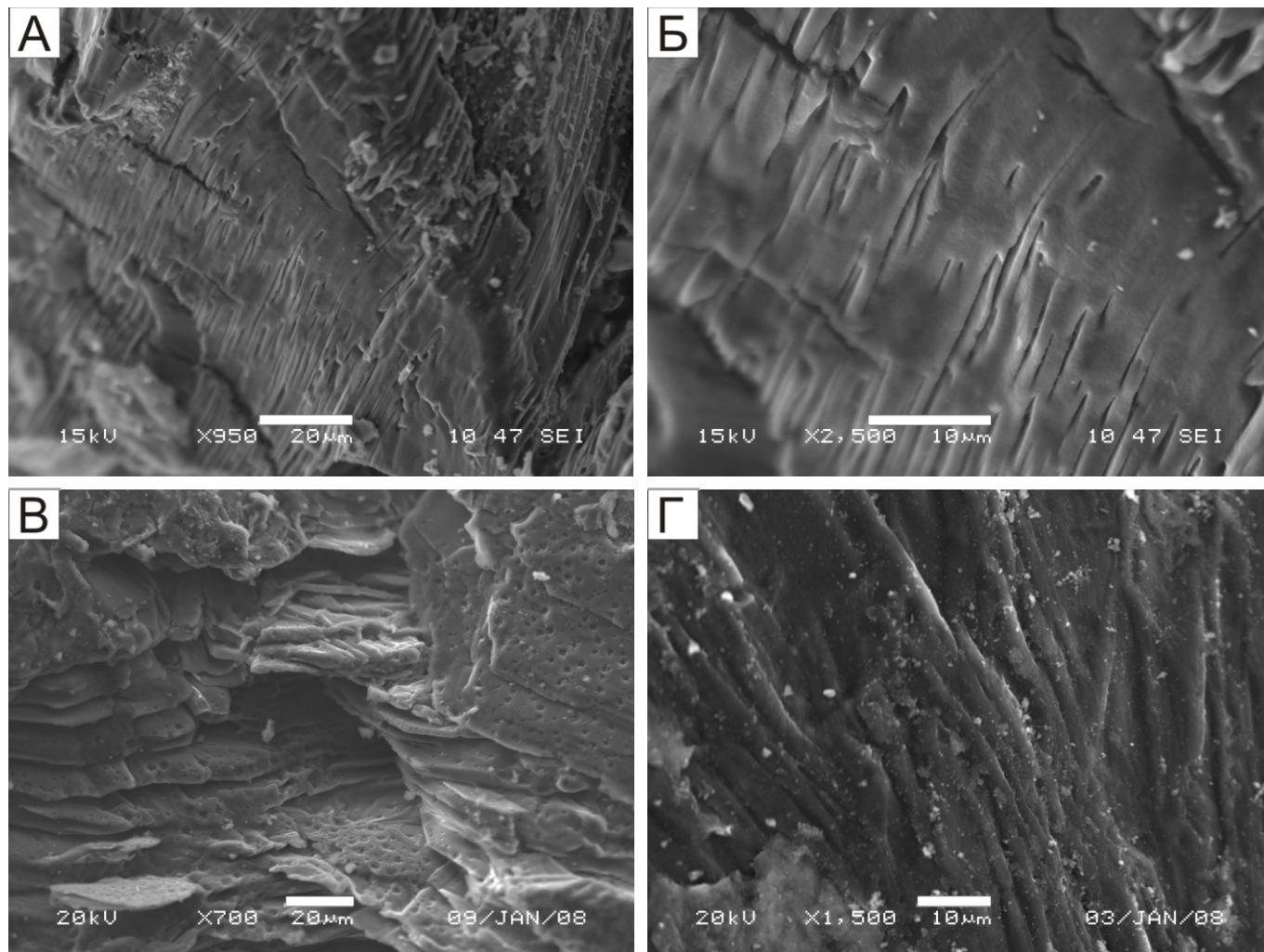
Эпигенетический рельеф поверхности представлен трещинами, сколами различной морфологии, среди



**Рис. 1. Морфология агрегатов алмаза «импактного» генезиса:**

агрегаты: А — массивный, Б — массивно-зернистый, В — таблитчатый, Г — микроблочное строение таблитчатого агрегата с гексагональным мотивом отдельности, Д — параллельно-шестоватый, Е — спутанно-волокнистый





**Рис. 2. Микроморфология поверхности агрегатов «якутитов».** Изображение в обратно-рассеянных электронах, электронный микроскоп:

А — поверхность таблитчатого агрегата (обр.406); Б — увеличенный фрагмент изображения А; В — строение поверхности торца таблитчатого агрегата (обр.406); Г — поверхность параллельно-шестоватого агрегата (обр.408)

которых отмечен ступенчатый, раковистый и неровный излом. Механический износ поверхности агрегатов отсутствует.

**Результаты рентгенографического исследования.** Рентгенограммы агрегатов массивно-зернистого морфологического типа (образцы 401, 402, 403) получены в камере РКД без вращения. Дебаграммы практически одинаковые, основные линии соответствуют алмазу, также обнаружены примесные фазы, не поддающиеся идентификации в виду малого количества слабых дифракционных линий (табл. 1).

Для детального исследования (съемка лауэграмм и дебаграмм отдельных фрагментов расколотого агрегата) выбраны три образца различного типа морфологии: 406 — таблитчатый агрегат с полигональной поверхностью и параллельным изломом; 407 — спутанно-волокнистый агрегат зеленовато-серого цвета со свежим изломом поверхности; 408 — параллель-

но-шестоватый агрегат алмаза. Из образца 408 выпилена пластина толщиной около 1,5 мм перпендикулярно оси удлинения субиндивидов в параллельно-шестоватом агрегате.

По опыту авторов выявление лонсдейлита в крупных агрегатах рентгеновским методом без дробления редко бывает успешным в основном из-за малой чувствительности метода и высокой степени дисперсности лонсдейлита. Поэтому некоторые образцы якутитов после пробных съемок рентгенограмм, на которых не зафиксированы линии лонсдейлита были расколоты.

Фрагменты расколотых образцов 406, 407, разделены на группы по особенностям морфологии, цвету и прозрачности: 1 — полупрозрачные светло-желтые округлые фрагменты; 2 — полупрозрачные светло-серые фрагменты с большим количеством черных включений; 3 — темные непрозрачные уплощенные

1. Дебаеграммы якутитов из россыпей Анабарского алмазоносного района

| Образцы                                                | d/n, нм | I     | Образцы                                                     | d/n, нм | I  |
|--------------------------------------------------------|---------|-------|-------------------------------------------------------------|---------|----|
| 401                                                    | 0,413   | 1**   | 406<br>(прозрачный фрагмент с тонкой серой пленкой по краю) | (0,226) | 2  |
|                                                        | 0,355   | 1—2** |                                                             | 0,218*  | 2  |
|                                                        | (2,281) | 3—4   |                                                             | 0,206   | 10 |
|                                                        | 0,206   | 10 ш  |                                                             | (0,139) | 1  |
|                                                        | (0,140) | 2     |                                                             | 0,126   | 6  |
|                                                        | 0,126   | 5     |                                                             | 0,108   | 3  |
|                                                        | (0,120) | 1     | 407<br>(фрагмент с черными включениями)                     | (0,238) | 1  |
|                                                        | 0,108   | 3     |                                                             | (0,232) | 3  |
|                                                        | (0,089) | 1     |                                                             | 0,218*  | 3  |
|                                                        | 0,082   | 1—2 ш |                                                             | 0,207   | 10 |
| 403                                                    | 0,413   | 1**   |                                                             | 0,193*  | 1  |
|                                                        | 0,355   | 1**   |                                                             | (0,141) | 2  |
|                                                        | 0,269   | 1**   |                                                             | 0,127   | 8  |
|                                                        | (0,228) | 3     |                                                             | (0,120) | 2  |
|                                                        | 0,206   | 10    |                                                             | 0,108   | 6  |
|                                                        | (0,139) | 3     | 407<br>(прозрачный фрагмент)                                | (0,232) | 3  |
|                                                        | 0,126   | 6 ш   |                                                             | 0,206   | 10 |
|                                                        | (0,118) | 2     |                                                             | (0,139) | 2  |
|                                                        | 0,107   | 5     |                                                             | 0,126   | 8  |
|                                                        | (0,090) | 2     |                                                             | (0,119) | 1  |
|                                                        | (0,088) | 2—3   |                                                             | 0,107   | 7  |
|                                                        | 0,082   | 5     |                                                             | (0,089) | 4  |
|                                                        | (0,081) | 2     |                                                             | 0,081   | 6  |
| 408<br>(пластинка перпендикулярна<br>первичному пучку) | (0,231) | 1—2   | 407<br>(серый фрагмент)                                     | (0,230) | 3  |
|                                                        | 0,218*  | 1     |                                                             | 0,219*  | 2  |
|                                                        | 0,207   | 10    |                                                             | 0,207   | 10 |
|                                                        | (0,140) | 2     |                                                             | 0,194*  | 1  |
|                                                        | 0,126   | 6     |                                                             | (0,139) | 3  |
|                                                        | (0,120) | 1     |                                                             | 0,125   | 7  |
|                                                        | 0,107   | 5     |                                                             | (0,118) | 1  |
| 408<br>(пластинка параллельна<br>первичному пучку)     | (0,225) | 1     |                                                             | 0,107   | 4  |
|                                                        | 0,217*  | 2     |                                                             |         |    |
|                                                        | 0,206   | 10    |                                                             |         |    |
|                                                        | 0,195*  | 1     |                                                             |         |    |
|                                                        | (0,141) | 3     |                                                             |         |    |
|                                                        | 0,126   | 7     |                                                             |         |    |
|                                                        | 0,108   | 6     |                                                             |         |    |

Примечание . ш — широкие линии на рентгенограммах; линии:  
\* — лонсдейлита, \*\* — примеси; нефилтрованное CuK излучение.



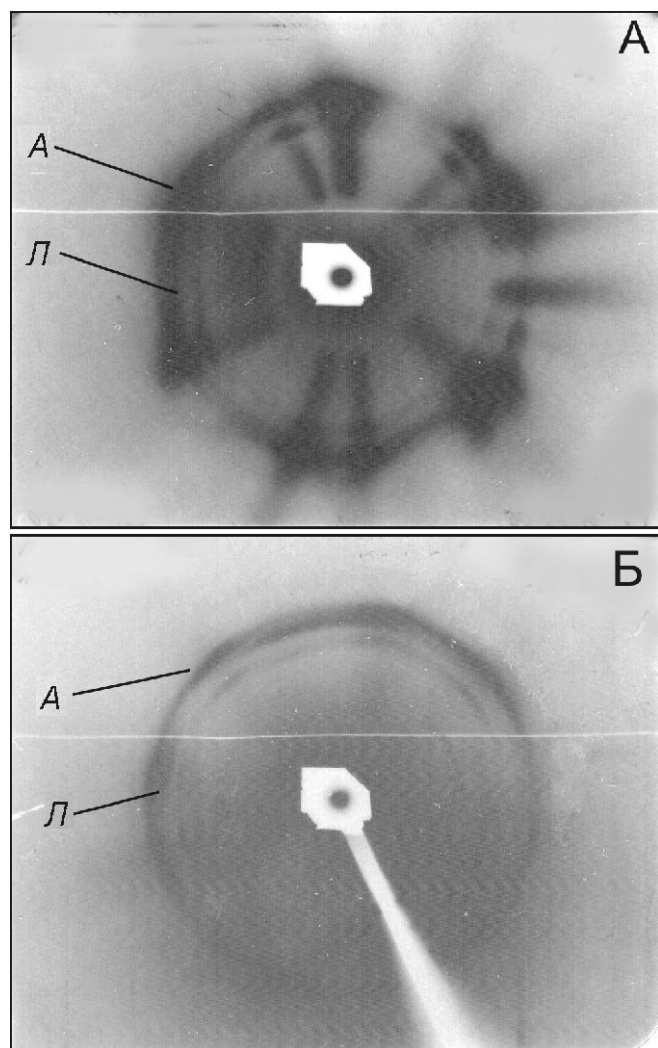


Рис. 3. Лауэграммы образцов 406 (А) и 407 (Б):

стрелки — рефлексы алмаза (А) и лонсдейлита (Л)

зерна неправильной формы с параллельным положением блоков в агрегате.

Образец 406, в котором можно наблюдать параллельную ориентировку субиндивидов в таблитчатом агрегате, установлен в камере РКОП таким образом, чтобы плоскости пластин в агрегате были ориентированы перпендикулярно к первичному пучку. Для образца 407 в виду отсутствия в его морфологии четких направлений при съемке выбрана произвольная ориентировка. Полученные лауэграммы (рис. 3, А и Б), свидетельствуют о том, что данные образцы являются поликристаллическими с явно выраженной текстурой и высокой степенью дефектности, на которую указывают полосы астеризма. Фрагментация лауэпятен, астеризм, диффузность рефлексов на лауэграммах проявляется как следствие грубых нарушений кристаллической структуры, в результате которых в кристалле образуются блоки, изгибы, большие ротационные смещения. Проявление упомянутых эффектов указывает на наличие деформационных структур

в агрегате [15]. В образце 406, судя по более четким и ярким отдельным пятнам алмаза на дебаевском кольце лауэграммы, кристаллиты имеют более крупные размеры. На рентгенограммах обоих образцов присутствуют отражения лонсдейлита. Наиболее четко они наблюдаются на лауэграмме образца 407. Широкие линии лонсдейлита указывают на высокую степень дисперсности минерала.

Съемка лауэграмм и дебаеграмм пластинки выпиленной из образца 408 проводилась в двух положениях. В первом случае, пластинка была перпендикулярна первичному пучку, следовательно, субиндивиды располагались параллельно первичному пучку — вдоль оси их удлинения в параллельно-шестоватом агрегате. Вторая съемка проведена при параллельном положении плоскости пластинки относительно первичного пучка. В этом случае удлиненные субиндивиды в агрегате располагались перпендикулярно к падающему лучу. Отличие полученных дифракционных картин заключается в изменении интенсивности линий лонсдейлита, что, вероятно, указывает на преимущественное распределение кристаллитов лонсдейлита в интерстициях вдоль микрофибр алмаза в агрегате. Установлено, что в данном случае плоскость (10 $\bar{1}$ 0) структуры лонсдейлита параллельна плоскости (111) алмаза. Таким образом, ось удлинения субиндивидов алмаза в агрегате совпадает с направлением [111] его структуры и, соответственно, параллельна направлению [100] лонсдейлита. При выборе направления распиловки данного образца с проведением пробных запилов было выявлено, что наиболее «мягкое» направление совпадает с плоскостью, перпендикулярной направлению удлинения индивидов в параллельно-шестоватом агрегате. Рентгенографически установлено, что плоскость распиловки данного образца параллельна плоскости (111) алмаза. Очевидно, это объясняется наличием кристаллитов лонсдейлита, преимущественно ориентированных по удлинению субиндивидов агрегата.

Линии лонсдейлита зафиксированы на дебаеграммах серых обломков якутитов с черными включениями (группа 2) и непрозрачных темных уплощенных зерен неправильной формы (группа 3), других дополнительных фаз не выявлено. На рентгенограммах прозрачных светло-желтых фрагментов (группа 1) расколотых образцов проявились лишь линии алмаза. Результаты расчета дебаеграмм приведены в табл. 1.

**Изотопный состав углерода якутитов.** Исследование изотопного состава углерода в алмазах данного типа выполнено в Лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г.Владивосток). Образцы на изотопный анализ были представлены в виде одиночных осколков агрегатов, отделенных механическим способом в стерильных условиях. Масса отделенных частиц составляет 0,5—0,8 мг. Погрешность анализа при выполне-

нии измерения количества изотопа  $^{13}\text{C}$  составила 0,2—0,05‰. Данные погрешности (воспроизводимости), рассчитанные для каждого анализа приведены в табл. 2.

## 2. Результаты изотопного анализа углерода $^{13}\text{C}$ в образцах якутитов

| Образцы | $^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$<br>‰ | Воспроизводи-<br>мость анализа,<br>‰ | Морфология<br>агрегата |
|---------|------------------------------------|--------------------------------------|------------------------|
| 405     | 10,8                               | 0,05                                 | Шестоватый             |
| 406     | 11,2                               | 0,1                                  | Пластинчатый           |
| 407     | 10,5                               | 0,15                                 | Массивный              |
| 408     | 9,7                                | 0,05                                 | Шестоватый             |
| 412     | 16,8                               | 0,1                                  | Пластинчатый           |
| 413     | 10,6                               | 0,2                                  | Массивный              |
| 414     | 8,7                                | 0,05                                 |                        |
| 415     | 9,8                                | 0,1                                  |                        |
| 416     | 12,4                               | 0,1                                  |                        |

*Примечание.* Анализы выполнены в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, аналитик Т.А.Веливецкая.

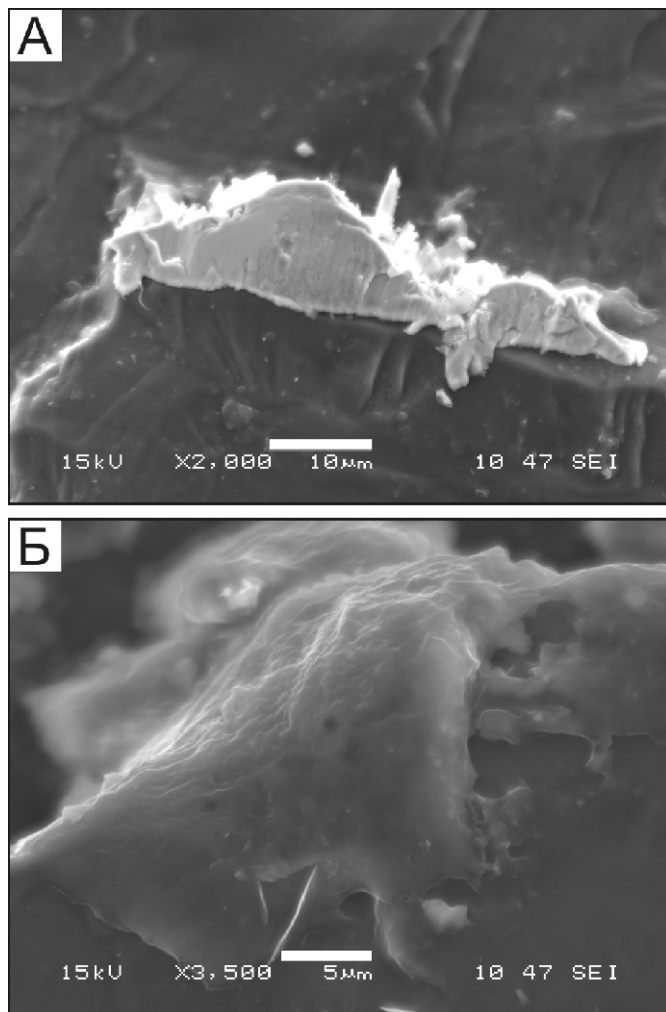
Изотопный состав углерода в изученных агрегатах якутитов (см. табл. 2) из россыпей ( 8,7... 16,8‰, среднее значение 11,2‰), в целом соответствуют величинам  $^{13}\text{C}$  известным как для алмазов из россыпей р.Эбелях ( 9,9... 15,9‰, среднее значение 12,6‰) [5] и Оленёкского поднятия ( 10,2... 17,3‰, среднее значение 13,3‰) [9], так и для поликристаллов из Попигайского кратера ( 12,3... 17,8‰, среднее значение 15,0‰) [5]. Полученные результаты подтвердили ранее отмеченную Н.Н.Зинчуком и В.И.Коптилем [9] особенность, что в целом углерод алмазов (средние значения) из россыпей имеет несколько более изотопнолегкий состав, чем углерод поликристаллов из Попигайского кратера. В тоже время для последних характерна идентичность средних значений  $^{13}\text{C}$  с величинами, полученными для сопутствующих им графитов ( 12,0... 17,3‰, среднее значение 14,6‰) [5]. Возможно, такая особенность состава россыпных алмазов, имеющих более крупные поликристаллы, связана или с другим коренным источником, или с параморфозами по графиту гнезд в гнейсах, а не чешуйчатых форм, или с участием в их образовании флюидной фазы. Здесь следует отметить, что величины изотопного состава графита из двупироксеновых  $^{13}\text{C}$  7,53 и 15,33‰ и гранатовых гнейсов  $^{13}\text{C}$  20,52 и 21,56‰

Анабарского массива имеют значительные вариации, а наиболее легкий изотопный состав характерен для минерала, слагающего в породе только редкие гнезда [6].

**Минеральный состав якутитов.** Все изученные «импактные» алмазы фрагментарно покрыты корочкой коричневого цвета, сложенной смесью частиц гётита и каолинита и содержащей многочисленные микрообломки минералов. Несколько разнотипных агрегатов алмаза были расколоты с целью поиска минеральных фаз внутри них. Типоморфными для всех разрушенных кристаллов являются природные соединения системы Fe—Cr (12,4% Cr и 87,6 % Fe, рис. 4, А, скол обр.408). Выделения имеют форму тонких пластинок (пленок) с гладкой поверхностью и часто расположены группами на плоских поверхностях стенок трещин, вскрытых в результате искусственного разрушения алмазов. Очертания выделений неправильные, а их размер составляет около 10 мкм и лишь в одном случае достигает 50 мкм. Неприкрепленная к алмазу часть отдельных пластинок загнута под углом к поверхности скола, что указывает на ступенчатый характер трещин. Природные соединения системы Fe—Cr имеют выдержанный состав, идентичный установленному природному интерметаллическому соединению хромфериду. Присутствие внутри алмаза трещин с выделениями интерметаллида указывает на нахождение таких зерен в эндогенной системе, в которой присутствовали интрателлурические флюиды, содержащие металлоорганические соединения и исключает возможность их связи с закратерными выбросами [4] при Попигайском событии. Ранее аналогичные соединения, эндогенная природа которых не вызывает сомнений, были установлены на поверхности кристаллов V и VII разновидностей из россыпного месторождения Холомолоох. Кроме того, на сколах кристаллов в полостях трещин постоянно присутствуют пленочные выделения хлоридов калия и натрия (см. рис. 4, Б, скол обр.408) также установленные на поверхности кристаллов алмаза других минералогических разновидностей [12, 13]. Косвенным подтверждением их присутствия в поликристаллах россыпей являются данные нейтронно-активационного анализа по 5 образцам, в которых (в г/т) наряду с Na 1,61—10,1 и K 0,5—51,0 количество Si достигает только 0,25 [9].

**Обсуждение результатов.** По полученным данным рентгенографии все исследованные образцы якутитов — поликристаллические неоднородные агрегаты с признаками деформационных нарушений структуры. В большинстве случаев они содержат лонсдейлит, что подтверждает их ударно-метаморфическую природу и согласуется с ранее установленным типом коренного источника данного типа алмазов [4].

Исходя из выявленной взаимной закономерной структурной ориентировки кристаллитов алмаза и лонсдейлита в параллельно-шестоватом агрегате



**Рис. 4. Минералы в полостях трещин в поликристаллах якутитов.** Изображение в обратно-рассеянных электронах:

А — пластинчатые выделения природного интерметаллического соединения хромфериды; Б — выделения агрегата хлоридов натрия и калия пленочной формы

якутита, можно сделать вывод о том, что фазы алмаза и лонсдейлита имеют выраженную генетическую связь. Аналогичную с установленной авторами ориентировку имеют алмаз и лонсдейлит в таблитчатых параморфозах импактных алмазов по графиту из метеоритных кратеров, изученных Л.И.Горогоцкой с коллегами [6]. Ими установлены параллельные положения  $(10\bar{1}0)$  лонсдейлита относительно  $(111)$  алмаза и с осью  $[0001]$  «пинакоидальных граней» параморфозы. Однако, как и в нашем случае, графит в параморфозах рентгеновскими методами не был установлен, а их принадлежность к протографиту предполагается на основании гексагональной морфологии параморфоз и его наличию в породах кратера. Кроме того, авторы указывают на характерный гексагональный тип штриховки на параморфозах и связывают ее как с

присутствием в составе кристаллитов лонсдейлита, так и частично с наследованием морфологических черт предполагаемого протографита.

Учитывая, что изученный структурно-ориентированный параллельно-шестоватый агрегат алмаза и лонсдейлита не имеет ничего общего с таблитчатым строением исследованных Л.И.Горогоцкой с коллегами [6] параморфоз, а также тип ориентировки кристаллитов в агрегате, в нашем случае следует рассматривать и другие возможные варианты их образования. Здесь также уместно предположение об образовании такого рода сростков не только как в результате развития структурно-ориентированной параморфозы лонсдейлита по алмазу, но и в процессе псевдоморфного замещения кристаллитов лонсдейлита и алмаза, связанного с энантиотропным (обратимым) полиморфным превращением данных высокотемпературных модификаций углерода. Последнее предположение более приемлемо, так как не исключает сосуществование этих двух фаз с различными температурными условиями образования в метастабильном состоянии, а также не нарушает последовательность их появления. В то же время ясно выраженный гексагональный мотив формы блоков в строении лишь одного из плитчатых агрегатов якутитов подчеркивает влияние гексагонального типа структуры, что дает основание предполагать его доминирующее значение в формировании первичной морфологии агрегата. Однако однозначно предполагать принадлежность гексагональной структуры графиту или лонсдейлиту наследуемой параморфозой не представляется возможным.

Выявленные отличия и сходства в морфологии и изотопии углерода поликристаллических агрегатов XI разновидности из Попигайского кратера и россыпей Анабарского алмазоносного района позволяют согласиться с предположением, высказанным Н.Н.Зинчуком и В.И.Коптилем [9] о том, что якутиты из современных аллювиальных и неоген-верхнечетвертичных отложений северо-востока Сибирской платформы также имеют ударно-метаморфический генезис, однако их коренной источник индивидуальный, но близкий по возрасту Попигайскому событию.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 72.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргунов К.П., Миронов В.П., Захарова В.Р. и др. Типоморфные признаки поликристаллов алмаза // Минералогические аспекты металлогении Якутии. — Якутск, 1990. С. 82—88.
2. Афанасьев В.П., Ефимова Э.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Атлас морфологии алмазов России. — Новосибирск, 2000.
3. Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Ф. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. — М.: Недра, 1985.



4. Вишневский С.А., Афанасьев В.П., Аргунов К.П., Пальчик Н.А. Импактные алмазы: их особенности, происхождение и значение. — Новосибирск, 1997.
5. Галимов Э.М., Ивановская И.М., Ключев Ю.А. и др. Изотопный состав и особенности кристаллической структуры природных поликристаллов алмаза с лонсдейлитом // Геохимия. 1980. № 4. С. 533—539.
6. Галимов Э.М., Розен О.М., Беломестных А.В. и др. О природе графита в метаморфических породах Анабарского щита // Геохимия. 1990. № 3. С. 373—384.
7. Горогоцкая Л.И., Квасница В.Н., Надеждина Е.Д. Ориентация соотношения графит-лонсдейлит-алмаз при природных превращениях в ударных волнах // Минералогический журнал. 1989. 11. № 1. С. 26—33.
8. Граханов С.А. Алмазы импактного генезиса в россыпях северо-востока сибирской платформы // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2001. Вып. 12. С. 236—238.
9. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. — М.: Недра, 2003.
10. Каминский Ф.В., Блинова Г.К., Галимов Э.М. и др. Поликристаллические агрегаты алмаза с лонсдейлитом из россыпей Якутии // Минералогический журнал. 1985. 7. № 1. С. 62—67.
11. Масайтис В.Л., Мащак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импациты Попигайской астроблемы. — СПб, 1998.
12. Олейников О.Б., Барашков Ю.П. Особенности химического состава силикатных пленок на кристаллах алмаза из россыпного месторождения Эбелях и их генезис // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 42—47.
13. Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Попов А.В. Постгенетические минералы и микростекла кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холомолах и их генезис // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 77—83.
14. Орлов Ю.Л., Каминский Ф.В. Карбонадо с лонсдейлитом — новая (XI) разновидность поликристаллических агрегатов алмаза // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 2. С. 459—461.
15. Рылов Г.М., Федорова Е.Н., Соболев Н.В. Исследование внутреннего строения несовершенных кристаллов алмаза на основе синхротронного метода Лауэ-СИ // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 2. С. 242—249.

УДК 549.211(571.56)

А.Д.Павлушин, С.А.Граханов, А.П.Смелов, 2010

## Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы

А.Д.ПАВЛУШИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru), С.А.ГРАХАНОВ (ОАО «Нижне-Ленское»; *e-mail*: grahanovsa@nlykt.ru), А.П.СМЕЛОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: a.p.smelov@diamond.ysn.ru)

Приведены результаты исследования состава минералов на поверхности алмазов I, III, V и VII разновидностей из карнийских отложений северо-востока Сибирской платформы (Якутия). Выявлена сингенетическая алмазу эклогитовая парагенетическая ассоциация минералов: кварц—жадеит—рутил и гранат необычного альмандин-пиропового состава. Постгенетические алмазу парагенетические ассоциации отражают этапы низкотемпературного гидротермального диагенеза вулканогенно-осадочных пород в условиях морского режима с последовательной сменой ассоциаций: гидрослюдисто-хлоритовой, иллит-сметитовой, сульфат-карбонат-галогенидовой.

*Ключевые слова*: алмаз, россыпь, туффиты, Сибирская платформа.

## The paragenetic association of minerals on the surface of diamond crystals from Carnian deposits of the northeastern Siberian platform

A.D.PAVLUSHIN, S.A.GRAKHANOV, A.P.SMELOV

The results of studying the composition of the minerals on the surface of diamond crystals (varieties I, III, V and VII) from Carnian deposits of the northeastern Siberian platform (Yakutia) are presented. Eclogitic paragenesis of minerals, syngenetic to diamond, is revealed: quartz—jadeite—rutile and garnet unusual almandine-pyrop composition. Paragenetic associations, postgenetic to diamond, reflect the stages of low-temperature hydrothermal diagenesis volcanogenic-sedimentary rocks under sea conditions with a consequent change of associations: hydromica-chlorites, illite-smectites, sulphate-carbonate-halogenides.

*Key words*: Diamond, placer, tuffites, Siberian platform.

В последние годы в геологической литературе широко обсуждается вопрос о природе коренных источников россыпей алмазов, распространенных на севере

Якутской алмазоносной провинции и, в частности, Ленского алмазоносного района [2, 7]. Для этого района характерно практически полное отсутствие ким-



берлитовых трубок и широкое проявление промышленной россыпной алмазности с преобладанием алмазов I, V и VII минералогических разновидностей по Ю.Л.Орлову [5].

В настоящее время наряду со стандартными методами минералогических исследований россыпных алмазов весьма важным направлением является изучение ксеноминеральных микрообословлений и интерстициальных включений минералов внутри кристаллов и на их поверхности [4]. В данной статье изложены результаты, полученные при изучении фазового состава микроминералов, установленных на поверхности алмазов, и трактовка их парагенетических ассоциаций. Для исследования выбраны шесть кристаллов алмаза из коллекции ОАО «Нижне-Ленское» (г.Якутск), извлеченных из коренных выходов базального горизонта карнийского яруса верхнего триаса. При отборе образцов учитывалось наличие на поверхности алмаза ясно различимых оптическими методами минеральных образований, которые были изучены для установления по ним элементов эндогенной и экзогенной истории алмазов.

**Методы исследования.** Химический состав минеральных фаз и морфология поверхности кристаллов алмаза исследованы на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 350 «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 кВ (аналитик А.В.Попов). Представительные анализы минералов приведены в табл. 1. Формы и взаимоотношение диагностированных фаз и электронно-микроскопи-

ческие снимки поверхности кристаллов изучены в режиме обратнорассеянных электронов. Для получения контрастного изображения при детализации фазового состава поверхностных минеральных образований использован режим характеристического рентгеновского излучения отдельных элементов.

**Минералогическое описание кристаллов алмаза.** По минералогическим и морфологическим признакам додекаэдрические кривогранные кристаллы алмаза, отобранные для исследования, относятся к I, III, V и VII разновидностям [5].

Кристаллы алмаза 11/1, 11/2, 11/3 обнаружены в шлиховой пробе при опробовании коренных выходов рыхлых алмазоносных туффов в основании базального горизонта карнийского яруса верхнего триаса в бассейне левого берега р.Булкур. Кристаллы 6/1 и 6/2 извлечены из рыхлых отложений карнийского яруса правого притока р.Булкур (точка наблюдения 5020). Кристалл 3/2 отобран выше по течению р.Лена в бассейне ее правого притока р.Улахан-Алджархай из рыхлых отложений карнийского яруса, обнаженных на западном склоне Туорасисского хребта (точка наблюдения 5008).

При извлечении всех кристаллов механическая обработка проб и последующая обработка в кислотах не применялись, поэтому кристаллы сохранили свой первозданный облик и природные минеральные фазы на их поверхности.

*Кристалл 11/1.* Представляет собой бесцветный округлый додекаэдр, значительно уплощенный по оси третьего порядка. На псевдогранях додекаэ-

**1. Представительные анализы химических составов минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы (в %)**

| Минералы   | Образцы | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | MnO  | FeO   | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SO <sub>3</sub> | Сумма  |
|------------|---------|------------------|--------------------------------|------------------|------|-------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|
| Альмандин  | 6/2     | 35,06            | 23,01                          | —                | —    | 34,17 | 5,01 | 1,15  | —                 | —                | —                             | —               | 98,84  |
| Альбит     | 11/2    | 66,85            | 18,91                          | —                | —    | 0,68  | —    | —     | 11,36             | —                | —                             | —               | 97,80  |
| Галотрихит | 11/2    | —                | 11,16                          | —                | —    | 31,06 | —    | —     | 7,61              | 0,90             | —                             | 37,35           | 88,09  |
| Жадеит     | 3/2     | 60,77            | 22,57                          | —                | —    | 1,00  | —    | 1,38  | 15,85             | —                | —                             | —               | 101,57 |
| Иллит      | 11/2    | 51,97            | 31,26                          | —                | —    | 4,07  | 1,15 | —     | 0,94              | 7,97             | —                             | —               | 97,38  |
| Кальцит    | 3/2     | —                | —                              | —                | 2,11 | —     | —    | 49,19 | —                 | —                | —                             | —               | 51,30* |
| Мелантерит | 11/3    | —                | 4,45                           | —                | —    | 33,60 | —    | —     | 3,71              | —                | 2,12                          | 28,49           | 73,49  |
| Нонтронит  | 11/3    | 39,22            | 15,36                          | —                | —    | 13,08 | 1,60 | —     | —                 | 1,84             | —                             | —               | 71,95  |
| Рутил      | 3/2     | —                | —                              | 96,81            | —    | 2,06  | —    | —     | —                 | —                | —                             | —               | 98,97  |
| Тюрингит   | 11/2    | 33,98            | 24,80                          | —                | —    | 20,87 | 2,44 | —     | —                 | 3,26             | 1,44                          | —               | 94,45  |
| Шамозит    | 3/2     | 28,22            | 24,87                          | —                | —    | 36,28 | 5,47 | —     | —                 | —                | —                             | —               | 94,84  |

*Примечание.* Сумма компонентов кальцита указана без CO<sub>2</sub>; анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 350 «Oxford Instruments», при ускоряющем напряжении 20 кВ в ИГ АБМ СО РАН, аналитик А.В.Попов.

роида присутствует характерный гранный шов вдоль короткой диагонали ромбической грани. На поверхности кристалла прослеживается система субпараллельных полос пластической деформации вдоль спайности алмаза по (111). Фотолюминесценция алмаза бледного сиреневого цвета. В центре кристалла наблюдаются редкие хлопьевидные включения графита, возможно присутствие сульфидных включений. Судя по распределению включений в кристалле, он является центральной частью значительно растворенного индивида V разновидности, так как внутренняя часть таких кристаллов характеризуется малым количеством включений. На поверхности кристалла имеются микроскопические выделения минералов.

*Кристалл 11/2.* Округлый додекаэдронид искаженной формы I разновидности с желтым нацветом. На поверхности видна сноповидная штриховка с характерным гранным швом вдоль короткой диагонали ромбической грани. Фотолюминесценция алмаза яркого голубого цвета. На поверхности алмаза наблюдается крупный фрагмент минеральной пленки желтого цвета. Две минеральные фазы, расположенные в углублениях кристалла — это, вероятно, измененные реликты сингенетичных алмазу минеральных вростков (включений), предположительно вскрытых в ходе процесса растворения. Внутри кристалла включения минералов отсутствуют.

*Кристалл 11/3.* Округлый додекаэдронид V разновидности микроблочного строения, серого цвета. На реликтовых гранях октаэдра наблюдаются обратноориентированные тригональные ямки травления и ступенчатый рельеф поверхности граней. Изогнутые дугообразные канавки травления на месте границ разделов микроблоков алмаза и многочисленные углубления на поверхности кристалла заполнены минеральными фазами бледно-желтого цвета. Алмаз проявляет фотолюминесценцию сиреневого цвета. В кристалле присутствуют многочисленные хлопьевидные включения графита.

*Кристалл 3/2.* Бесформенный корродированный растворением агрегат кристаллов алмаза VII разновидности. Наблюдаются закономерные двойники и беспорядочные сростки индивидов алмаза. Фотолюминесценция сиреневого цвета. На поверхности агрегата видна минеральная корочка белого цвета.

*Кристалл 6/1.* Сдвойникованные по шпинелевому закону ламинарные октаэдрические кристаллы I разновидности. Фотолюминесценция яркого голубого цвета. Вдоль границ срастания индивидов наблюдаются минеральные глинистые выделения зеленовато-желтого цвета. На одной из сторон алмаза в углублении отмечена обширная минеральная кристаллическая корочка красновато-коричневого цвета, также частично покрытая глиноподобными выделениями.

*Кристалл 6/2.* Искривленный округлый кубонид III разновидности желтовато-серого цвета. Алмаз непрозрачен. В огранке присутствуют округлые грани

тетрагексаэдра и грани куба со следами растворения в виде тетрагональных ямок травления. Фотолюминесценция алмаза слабая зеленовато-желтого цвета. На поверхности наблюдаются две плотные минеральные корочки красновато-бурого и желтовато-бурого цветов.

**Результаты исследования минеральных фаз на поверхности кристаллов. Самородные металлы и интерметаллические соединения.** По составу среди самородных фаз преобладают твердые растворы на основе железа. Среди них доминирует сплав Fe и Cr — хромферид, обнаруженный на всех исследованных кристаллах алмаза. Его отдельные зерна, как правило, расположены на острых углах поверхности и на выступающих частях рельефа кристаллов. По данным микрозондового анализа эмпирические формулы хромферидов в образцах: 11/1 —  $\text{Fe}_{0,85}\text{Cr}_{0,15}$ ; 11/2 —  $\text{Fe}_{0,84}\text{Cr}_{0,16}$ ; 11/3 —  $\text{Fe}_{0,74}\text{Cr}_{0,26}$ . Присутствие выделений хромферидов указывает на нахождение алмазов в эндогенной системе, в которой присутствовали интрателлурические флюиды, содержащие металлоорганические соединения [4]. В отрицательных элементах рельефа поверхности кристалла 6/2 установлены фазы интерметаллического соединения Fe-Al с содержанием Al до 5—8%. На данном кристалле также отмечены обособления самородной меди. В некоторых ее зернах наблюдаются следы окислительных процессов в виде незначительных примесей  $\text{SO}_3$  3—7,3%. На кристалле 11/2 обнаружено крупное обособление цинкистой меди размером 15 мкм с эмпирической формулой  $\text{Cu}_{0,54}\text{Zn}_{0,46}$ .

**Сульфиды.** Пирит ( $\text{FeS}_2$ ) в значительных количествах присутствует на поверхности кристалла 3/2 в виде бесформенных зерен размером до 10 мкм в смешанных зернистых агрегатах кальцита и жадеита. Его беспримесный состав весьма близок к теоретическим формульным содержаниям: Fe — 46,0 и S — 53,5%. В виде многочисленных микрокристаллов размером 1—3 мкм с ясно выраженной кубической формой пирит ассоциирует с кварцем и оксидами марганца на поверхности кристалла 6/1. Единичные обособления пирита имеются и на поверхности остальных кристаллов алмаза. Пирротин ( $\text{FeS}$ ) наблюдается на кристалле 11/3 в виде неправильной формы зерен, нередко формирующих между собой тесные срастания.

**Галогениды.** Соли галоидов, представленные галитом ( $\text{NaCl}$ ) и сильвинитом ( $\text{KCl}$ ), образуют скопления микронных размеров на поверхности кристаллов 11/1 и 11/2. На кристалле 11/2 наблюдаются срастания этих фаз с преобладанием сильвина.

**Оксиды.** Оксид кремния, условно кварц ( $\text{SiO}_2$ ), отмечен на поверхности кристаллов 11/2, 3/2 и 6/2. В тетрагональной ямке травления кубического кристалла 11/2 обнаружены зерна кварца размером 10—15 мкм. Одно из них имеет кристаллическую форму с плоскими поверхностями и хорошо выра-

женными ребрами. В ассоциации с кварцем присутствуют галотрихит и иллит.

На кристалле 3/2 установлено зерно кварца призматической формы размером 8 мкм находящееся в тесном срастании с рутилом. Кроме того, на поверхности алмаза обнаружены обособления кварца в обширном чешуйчатом агрегате шамозита, а также несколько зерен в смешанном агрегате жадеита, шамозита, кальцита и рутила.

На кристалле 6/1 кварц ассоциирует с многочисленными кристалликами пирита. На поверхности кристалла 6/2 кварц найден в виде одиночного бесформенного кристаллического обособления размером около 10 мкм.

*Зерна рутила* ( $\text{TiO}_2$ ) определены лишь на кристалле 3/2. Нередко они находятся в тесной ассоциации с кварцем и в виде одиночных зерен размером от 3 до 5 мкм. Из примесей в рутиле присутствует (в %): Fe до 2,6, K до 0,5 и Al до 1,5.

На кристалле 3/2 обнаружены распыленные по поверхности алмаза субмикронные обособления *оксидов марганца*  $\text{MnO}_n$  (вероятно, пиролюзит), а также оксиды с приближенной формулой  $(\text{Mn}, \text{Fe})\text{O}_n$  принадлежащие якобситу  $\text{MnFe}_2\text{O}_4$  или биксбиту ( $\text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_3$ ). Точное определение состава данных фаз затруднено в связи с размерами выделений. Кроме того, в данном образце в ассоциации с перечисленными фазами и марганецсодержащим кальцитом отмечены оксиды марганца с незначительным количеством посторонних примесей  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO. Точное определение химической конституции оксидов марганца затруднительно. В пересчете на MnO его содержание в точках измерения достигает 70—73%, что не исключает принадлежности фаз и к сложным гидратам марганца.

*Оксиды железа* в виде магнетита ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) значительно распространены в трещинах и углублениях рельефа кристалла 6/2, реже встречаются отдельные выделения в агрегатах альмандина с шамозитом на его поверхности. В качестве примеси в нем присутствует  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2,3—5,3% и значительно реже MgO до 1,6—1,8%.

**Силикаты.** Гранат альмандинового состава определен на алмазе 6/2. В пересчете двух микрозондовых анализов их стехиометрическая формула и соотношение минералов имеют следующий вид:

анализы

1 —  $(\text{Fe}_{2,45}, \text{Mg}_{0,55})_3\text{Al}_2[\text{Si}_{2,95}, \text{Al}_{0,05}\text{O}_4]_3$  ( $\text{Alm}_{80}\text{Py}_{20}$ ),

2 —  $(\text{Fe}_{2,31}, \text{Mg}_{0,59}, \text{Ca}_{0,1})_3\text{Al}_2[\text{Si}_{2,8}, \text{Al}_{0,2}\text{O}_4]_3$  ( $\text{Alm}_{75}\text{Py}_{21}\text{Grs}_4$ ).

*Выделения жадеита* ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ ) отмечены на кристалле 3/2 в парагенетической ассоциации с кварцем. Химический состав проанализированного жадеита близок к теоретическому составу (в %):  $\text{SiO}_2$  62,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  21,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,1, CaO 1,7,  $\text{Na}_2\text{O}$  13 (см. табл. 1).

Альбит найден в виде единичного обособления в углублении на поверхности алмаза 11/2. Расчет ана-

лиза альбита на стехиометрическую формулу:  $\text{Na}_{0,98}[\text{Al}_{0,99}\text{Si}_{2,96}\text{O}_8]$ . Из примесей в его состав входит FeO 0,68% (см. табл. 1).

*Из слюдястых минералов* обнаружены: иллит, шамозит, тюрингит, содержащие гидроксильную группу OH. Наличие молекулярной воды в слюдах предполагается по дефициту суммы в их микрозондовых анализах, а также фиксируется в расчетах при нарушении баланса между катионными группами. Слюдистые минералы имеют переменный состав. По содержанию железа минералы из группы хлорита нестабильного, иногда промежуточного состава между шамозитом и тюрингитом. Однако по морфологическому признаку (форме выделений) железистые хлориты в виде сплошных, листовато-чешуйчатых агрегатов, покрывающих кристалл, все же близки к тюрингиту.

Из гидрослюд на поверхности кристаллов алмаза диагностирован иллит. Он обнаружен на кристаллах 11/1, 11/2 и 11/3. Иллит на 11/3 доминирует над остальными минеральными фазами, заполняя в срастании с магнетитом и сульфатами сравнительно многочисленные тригональные ямки травления, глубокие каверны и трещины размером до 50—70 мкм, а также встречается в виде отдельных чешуек на поверхности алмаза. В подчиненных количествах иллит обнаружен в виде отдельных чешуйчатых образований размером до 5 мкм на кристаллах 11/1, 11/2.

Иллит отличается пониженным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (до 7—8%) и  $\text{SiO}_2$  (до 55%) и относится к группе иллит-сметитов. Обособления иллита в виде чешуек, обнаруженные на кристалле 11/1, отличаются пониженными содержаниями MgO вплоть до полного его отсутствия, что сближает их с гидромусковитом.

**Кислородные соли.** Из кислородных солей наиболее распространены на поверхности образцов сульфаты. Их соединения обнаружены на всех кристаллах карнийского горизонта в виде натровых квасцов ( $\text{NaAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), калийных квасцов ( $\text{KAl}[\text{SO}_4]_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ ), их изоморфных соединений и галотрихита ( $\text{FeAl}_2[\text{SO}_4]_4$ ). Галотрихит в значительном количестве наблюдается на кристалле 11/1 в виде обширных пористых корочек в отрицательных элементах рельефа и в подчиненном количестве в ассоциации с натровыми квасцами на поверхности кристаллов 11/2 и 11/3. Сульфат железа — мелантерит ( $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) присутствует в глубоких кавернах кристалла 11/3 совместно с галотрихитом, пиритом и пирротинном, и, возможно, является продуктом окисления перечисленных сульфидов железа. Размеры обособлений мелантерита составляют 10—15 мкм.

Из карбонатов в поверхностных образованиях обнаружен кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ). Он значительно распространен на поверхности кристалла 3/2 в ксеногенной смеси с жадеитом, кварцем, рутилом и пиритом, выполняющим интерстициальные полости и углубления в алмазе. В кальците повсеместно фиксируется

примесь Mn 0,9—1,8%. Реже совместно с Mn отмечено присутствие примеси Fe 0,8—4,6%.

**Парагенетические ассоциации минералов на поверхности алмазов и их генезис.** Анализ минеральных фаз (табл. 2), установленных на поверхностях кристаллов из отложений карнийского яруса, позволяет выявить минеральные ассоциации, отражающие условия кристаллизации алмазов, их транспортировки к поверхности и последующих диагенетических преобразований алмазоносных пород.

## 2. Минералы, обнаруженные на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы

| Минералы           | Кристаллы |      |      |     |     |     |
|--------------------|-----------|------|------|-----|-----|-----|
|                    | 11/1      | 11/2 | 11/3 | 3/2 | 6/1 | 6/2 |
| FeCr               |           |      |      |     |     |     |
| FeAl               |           |      |      |     |     |     |
| Cu                 |           |      |      |     |     | +   |
| CuZn               |           |      |      |     |     |     |
| Пирит              |           |      |      |     |     |     |
| Пирротин           |           |      |      |     |     |     |
| Галит              |           |      |      |     |     |     |
| Сильвин            |           |      |      |     |     |     |
| Рутил              |           |      |      |     |     |     |
| Кварц              |           |      |      |     |     |     |
| Магнетит           |           |      |      |     |     |     |
| MnFeO <sub>n</sub> |           |      |      |     |     |     |
| Альмандин          |           |      |      |     |     |     |
| Альбит             |           |      |      |     |     |     |
| Жадеит             |           |      |      |     |     |     |
| Иллит              |           |      |      |     |     |     |
| Нонтронит          |           |      |      |     |     |     |
| Тюрингит           |           |      |      |     |     |     |
| Шамозит            |           |      |      |     |     |     |
| Мелантерит         |           |      |      |     |     |     |
| Галотрихит         |           |      |      |     |     |     |
| К-Na квасцы        |           |      |      |     |     |     |
| Кальцит            |           |      |      |     |     |     |

Высокобарическая парагенетическая ассоциация кварца—жадеита (омфацита), обнаруженная на кристалле 3/2 разновидности VII, позволяет предполо-

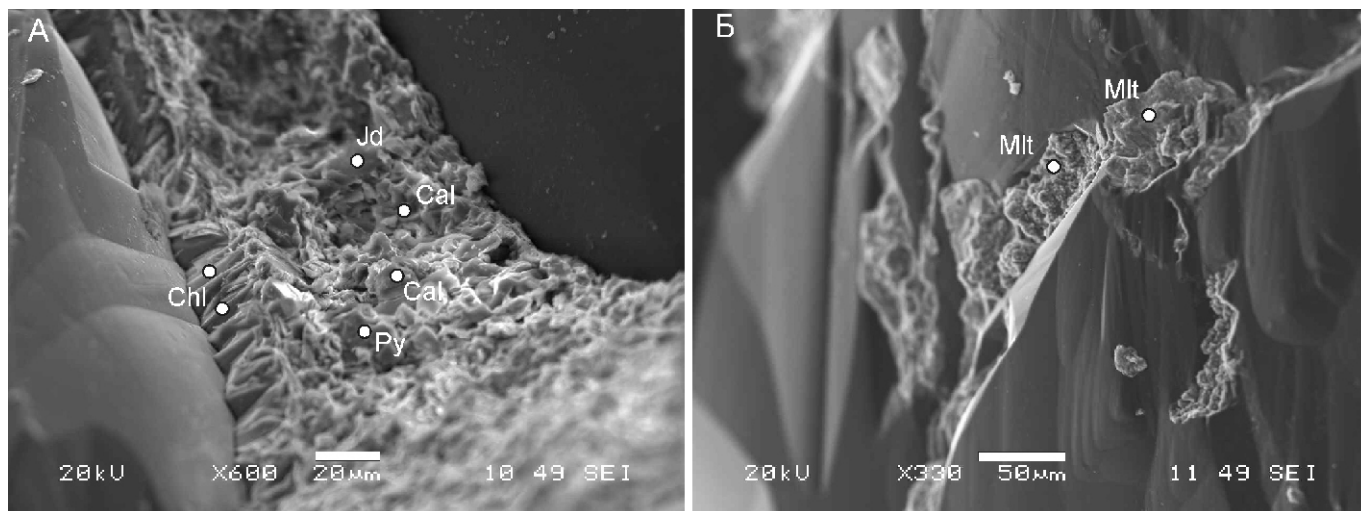
жить, что образование алмаза происходило в эклогитах. По экспериментальным и расчетным данным геобарометра альбит жадеит кварц в системе клинопироксен—плагиоклаз—кварц, граница метастабильности альбита при распаде твердого раствора на жадеит—кварц отвечает области *P-T* условий при минимумах *P* от 1300 МПа и *T* 400 С [6]. Температурные условия стабильности алмаза в ассоциации с кварцем и омфацитом (1000—1200 С) отвечают *P* 2800—3000 МПа [9]. Следовательно, появление альбита на поверхности кристаллов алмаза может отражать эволюцию фазового состава среды при транспортировке алмаза из мантии. Рутит, сопровождающий данную высокобарическую ассоциацию минералов, вероятно, входит в парагенетическую связь с ними.

Присутствие граната существенно альмандинового состава в минеральной корочке кубоида алмаза III разновидности (кристалл 6/2) также позволяет предположить условия образования близкие к фации эклогитового метаморфизма. Известно, что по мере повышения степени метаморфизма, отмечается увеличение пиропового компонента в альмандине [1]. В то же время альмандин с минимумом содержания пиропового минала известен, например, в алмазоносных эклогитах метаморфического комплекса Кокчетавского массива [8] в ассоциации гранат существенно альмандинового состава, омфацит, кварц и рутит. Рассматривая гранаты альмандин-пиропового состава из пород различных геологических объектов на площади Якутской кимберлитовой провинции, ряд авторов [3] относит гранаты подобного состава к коровому типу парагенезиса.

При внешней полигенности остальных ассоциаций минералов из групп силикатов, сульфатов, карбонатов, галогенидов, отмеченных в поверхностных образованиях алмазов, наблюдается последовательность, носящая общий направленный генетический характер. Так, парагенетическая ассоциация шамозита и тюрингита отвечает условиям высокотемпературного гидротермального изменения богатых железом силикатов и алюмосиликатов. Иллит также образуется в зонах гидротермальных изменений и, кроме того, в парагенезисе с тюрингитом как аутигенные минералы в морских условиях из породообразующих алюмосиликатов при диагенезе. А.А.Годовиков [1] отмечал, что появлению тюрингита и шамозита благоприятствуют восстановительные условия при взаимодействии осажденных гидроксидов Al и Fe с гелем SiO<sub>2</sub> и морской водой. Иллит также может быть продуктом низкотемпературных гидротермальных процессов при гидратации слюд.

Отмечено выраженное «послойное» распределение минералов на поверхности и в трещинах кристалла 3/2, что хорошо отражает близость взаимоотношений обнаруженных минеральных фаз. Поверхность алмаза покрыта сплошным плотным чешуйчатым аг-





**Поверхностные фазы минералов на кристаллах алмаза.** Изображение в обратнорассеянных электронах — BSE:

А — фазы жадеита (Jd), кальцита (Cal), пирита (Py) на поверхности корочки чешуйчатого агрегата железистых хлоритов (Chl), бронирующей кристалл 3/2; Б — корочки мелантерита (Mlt) в углублениях рельефа кристалла 11/3

агрегатом железистых хлоритов — шамозита и тюрингита, толщиной около 20 мкм (см. рисунок, А). На его поверхности наблюдается агрегат смешанных кристаллических зерен жадеита, кальцита, кварца с редкими зернами пирита. На кристалле также присутствуют кальцит, рутил и оксиды марганца, приближенные по составу к пиролюзиту и биксбииту. Их также можно охарактеризовать как продукты изменения вулканогенных и пирокластических пород в морских условиях осадконакопления.

Ассоциация перечисленных групп минералов укладывается в схему низкотемпературной гидратации при диагенезе морских осадков с последовательным падением температуры: алюмосиликаты каолинита, иллиты, смектиты, монтмориллонит. Стабильные в процессе гидролиза железистые хлориты (тюрингит, шамозит) при понижении температуры также гидратируются и по сходной схеме преобразуются в монтмориллонит и каолинит.

Минералы группы сульфатов (натровые и калиевые квасцы, галотрихит в парагенезисе с мелантеритом) образуются в областях активной вулканической деятельности [10] и при кислотном выщелачивании силикатных пород, сопутствующем этому процессу в условиях взаимодействия продуктов вулканической деятельности с морской водой (см. рисунок, Б). Образование слаборастворимого сульфата железа мелантерита можно также объяснить окислением пирита и пирротина, присутствующих среди исследованных фаз. При условии вулканогенного образования сульфатов в замкнутых водных бассейнах этот процесс закономерно сопровождается галогенезом, ведущим к образованию галогенных соединений и карбонатов. Таким образом, присутствие на поверхности алмазов из отложений карнийского яруса фаз галита, сильви-

на, их механических смесей и сопровождающего галогениды кальцита, еще раз подчеркивают фактор образования уже описанных поверхностных фаз в зоне активной вулканической деятельности в условиях морского бассейна.

Таким образом, выявленная схема последовательностей образования ассоциаций минералов на поверхности алмазов, наиболее полный ряд которых наблюдается на кристаллах из отложений карнийского яруса, отражающих геологические события диагенеза и последующего галогенеза, укладывается в общий процесс, описываемый как аргиллитизация морских осадков. Подобная закономерная смена минералов широко развита в областях активной вулканической деятельности и обусловлена обильной циркуляцией кислых вод с высокой температурой в условиях морского бассейна. Неустойчивость минералов заключительной стадии диагенеза к повышению температуры подчеркивает, что зафиксированные авторами публикации поверхностные минеральные фазы алмазов являются реликтовыми и не подвергались в дальнейшем активным изменениям.

В заключение следует отметить, что выявленные на всех кристаллах алмаза парагенетические ассоциации поверхностных минералов, характерные для низкотемпературного гидротермального диагенеза, согласуются с минеральным составом туффинов карнийского яруса, вмещающих алмазы (С.А.Граханов, А.П.Смелов, К.Н.Егоров, Ю.К.Голубев, 2010).

На поверхностях алмазов из туффинов основания карнийского яруса фиксируется эклогитовая кварц-жадеит-рутиловая ассоциация минералов с гранатом необычного альмандин-пиропового состава. Постгенетические минералы на поверхностях алмазов I, III, V и VII разновидностей отражают усло-

вия диагенеза вулканогенно-осадочных пород в условиях морского бассейна в процессе аргиллитизации с последовательной сменой ассоциаций: гидрослюдисто-хлоритовой, иллит-сметитовой и сульфатно-карбонатно-галогеновой.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годовиков А.А. Минералогия. — М.: Недра, 1983.
2. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191—1201.
3. Николенко Е.И., Афанасьев В.П., Похиленко Н.П. Гранаты коровых парагенезисов в аллювиальных отложениях восточной части Сибирской платформы: их происхождение и поисковое значение // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 871—885.
4. Олейников О.Б., Павлушин А.Д., Попов А.В. Постгенетические минералы и микростекла кристалла алмаза V разновидности из россыпного месторождения Холмо-  
лох и их генезис // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 77—82.
5. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1984.
6. Перчук А.Л. Новый вариант омфацил-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацила и альбита // Докл. АН СССР. Т. 324. № 6. 1992. С. 1286—1289.
7. Селиванова В.В. Типоморфизм алмаза и его минералов спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей Северного Верхоянья // Автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. — М., 1991.
8. Соболев Н.В., Шацкий В.С. Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 77—80.
9. Litvin Yu.A. High pressure mineralogy of diamond genesis. In: Advances in High-Pressure Mineralogy // Geol. Soc. America Spec. Pap. 2007. Vol. 421. Pp. 83—103.
10. Palache C., Berman H., Frondel C. Dana's system of mineralogy, (7th edition), John Wiley & Sons, Inc., New York, 1962. Vol. II. Pp. 523—527.

УДК 550.83:553.323.6

А.И.Зайцев, А.П.Смелов, З.А.Алтухова, 2010

### Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия)

А.И.ЗАЙЦЕВ, А.П.СМЕЛОВ, З.А.АЛТУХОВА (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39;  
e-mail: a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru)

Впервые для кимберлитов трубки Манчары были установлены параметры их Rb-Sr изотопных систем. Кимберлиты характеризуются широкой вариацией изотопного состава стронция как результат смешения его из разнообразных источников. Получена предварительная оценка возраста кимберлитов по данным Rb-Sr метода 358 млн.лет. На основании моделирования Rb-Sr систем кимберлитов показано, что протолиты для кимберлитов имели сложную, длительную и многоэтапную эволюцию.

*Ключевые слова:* кимберлиты, Якутия, изотопы стронция, протолиты, трубка Манчары.

### The first data on isotopic composition of strontium and the age of kimberlite from the Manchary pipe (Central Yakutia)

A.I.ZAITSEV, A.P.SMELOV, Z.A.ALTUHOVA

For the first time, Rb-Sr isotopic systems were determined for the kimberlites of the Manchary pipe. The kimberlites are characterized by a widely varying isotopic composition of strontium, which is the result of its coming from various sources. We obtained a preliminary estimate of the kimberlite age (358 Ma) using the Rb-Sr method. Modeling of Rb-Sr systems of the kimberlite showed that the protolith for the kimberlites had a complex, long and multi-stage evolution.

*Key words:* kimberlite, Yakutia, Sr isotopes, protolith, the Manchary pipe.

Геологами ГГГУП «Якутскгеология» в 2007—2008 гг. при заверочных буровых работах на геофизических аномалиях в бассейне р.Тамма, в 100 км на юго-восток от г.Якутск, была вскрыта первая кимберлитовая трубка в Центральной Якутии. Трубка Манчары представляет собой новое кимберлитовое поле в пределах Якутского поднятия [6]. Здесь по наличию геофизических аномалий прогнозируется более 10 трубочных тел. По современ-

ным тектоническим представлениям поле приурочено к границе Центрально- и Восточно-Алданского гранулитогнейсовых террейнов, формирование, которых происходило в две стадии: 3—2,9 и 2,5—2,1 млрд.лет назад [12]. Трубка имеет воронкообразную форму и прорывает карбонатные породы кембрия, перекрыта верхнетриасовыми (16 м), нижнеюрскими (84 м) и позднечетвертичными (2,5 м) отложениями [5]. По этим геологическим данным воз-

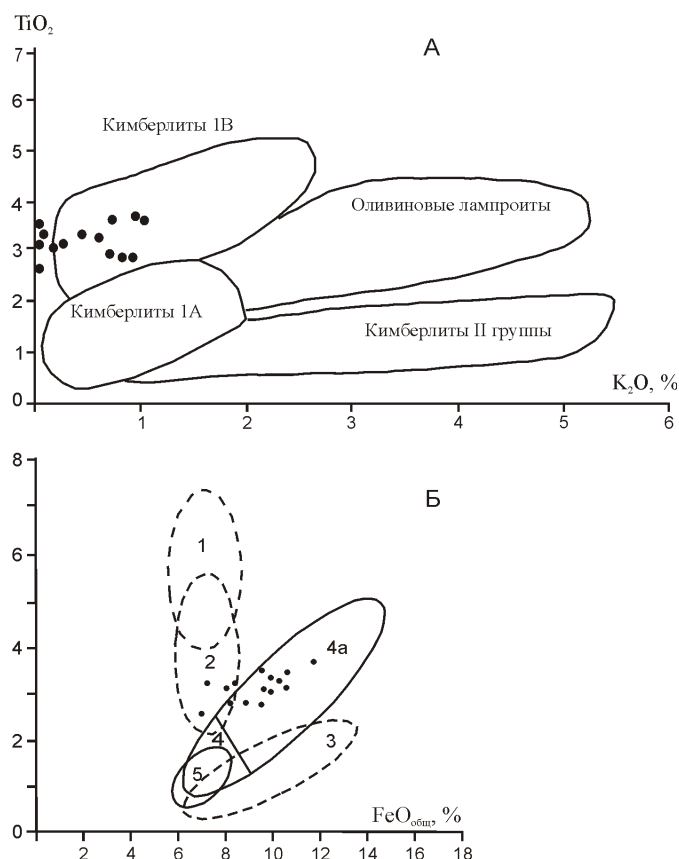
## 1. Химический состав кимберлитов трубки Манчары

| Компо-<br>ненты                | Скважина; образцы, интервалы, м |               |                 |                 |                 |                 |                |                 |               |                  |                 |             |                 |                   |               |
|--------------------------------|---------------------------------|---------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|-----------------|---------------|------------------|-----------------|-------------|-----------------|-------------------|---------------|
|                                | 807                             |               |                 |                 |                 |                 |                |                 | 805           |                  |                 |             |                 |                   |               |
|                                | 7                               | 3а            | 3               | 1               | 5               | 4               | 64             | 9               | 2             | 4а               | 12              | 307         | 377             | 386               | 806           |
|                                | 107—<br>108,4                   | 107—<br>108,4 | 124,5—<br>125,8 | 132,6—<br>133,6 | 136,6—<br>137,6 | 136,6—<br>137,6 | 14,3—<br>149,4 | 146,3—<br>147,6 | 152—<br>153,9 | 153,9—<br>155,15 | 163,2—<br>163,9 | 145—<br>146 | 152,4—<br>153,6 | 151,85—<br>152,40 | 151—<br>151,9 |
| SiO <sub>2</sub>               | 22,77                           | 26,13         | 24,01           | 32,30           | 29,30           | 32,23           | 19,93          | 11,81           | 9,36          | 18,36            | 27,6            | 26,05       | 24,85           | 27,6              | 25,74         |
| TiO <sub>2</sub>               | 2,90                            | 3,55          | 3,26            | 3,66            | 3,17            | 1,16            | 2,67           | 3,47            | 2,96          | 2,89             | 3,06            | 3,29        | 3,04            | 3,53              | 3,19          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,29                            | 3,05          | 2,27            | 3,16            | 2,87            | 6,02            | 1,52           | 2,46            | 2,25          | 2,29             | 2,08            | 2,13        | 1,93            | 2,41              | 1,88          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,56                            | 8,82          | 7,90            | 8,99            | 7,54            | 6,00            | 3,75           | 4,09            | 7,28          | 6,73             | 7,81            | 7,45        | 5,18            | 7,01              | 4,56          |
| FeO                            | 1,85                            | 2,06          | 3,04            | 2,14            | 2,57            | 5,86            | 3,12           | 7,98            | 2,44          | 2,27             | 2,63            | 3,23        | 3,18            | 2,93              | 2,90          |
| MnO                            | 0,18                            | 0,15          | 0,16            | 0,12            | 0,12            | 0,13            | 0,16           | 0,18            | 0,16          | 0,15             | 0,39            | 0,10        | 0,19            | 0,13              | 0,15          |
| MgO                            | 25,65                           | 28,29         | 25,68           | 29,70           | 30,75           | 28,70           | 25,54          | 9,69            | 12,88         | 22,64            | 30,45           | 27,55       | 28,03           | 29,53             | 27,72         |
| CaO                            | 13,33                           | 8,59          | 11,02           | 7,47            | 5,61            | 3,06            | 15,58          | 25,79           | 28,80         | 17,29            | 9,82            | 8,21        | 13,1            | 8,99              | 12,47         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,05                            | 0,05          | 0,16            | 0,05            | 0,0             | 0,00            | 0,0            | 0,04            | 0,04          | 0,04             | 0,0             | 0,0         | 0,01            | 0,96              | 0,0           |
| K <sub>2</sub> O               | 0,94                            | 0,69          | 0,50            | 0,92            | 0,23            | 1,57            | 0,0            | 0,55            | 0,67          | 0,83             | 0,0             | 0,0         | 0,12            | 0,0               | 0,0           |
| H <sub>2</sub> O               | 0,75                            | 1,09          | 1,14            | 0,69            | 0,76            | 0,72            | 0,70           | 1,13            | 1,09          | 0,99             | 0,87            | 1,39        | 1,2             | 1,06              | 0,74          |
| H <sub>2</sub> O               | 7,60                            | 9,65          | 9,00            | 9,69            | 10,22           | 6,23            | 7,75           | 1,08            | 2,01          | 5,33             | 11,24           | 10,07       | 10,77           | 10,95             | 10,09         |
| п.п.п.                         | 0,0                             | 0             | 0               | 0,77            | 0,0             | 0,0             | 0,0            | 0,0             | 0,0           | 0,0              | 0,38            | 1,02        | 0,24            | 0,0               | 0,0           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 1,49                            | 1,65          | 0,79            | 1,19            | 0,15            | 0,74            | 0,0            | 1,34            | 0,96          | 1,29             | 0,10            | 0,02        | 0,67            | 0,65              | 0,50          |
| CO <sub>2</sub>                | 13,6                            | 7,58          | 12,24           | 0,0             | 6,91            | 7,65            | 19,25          | 31,63           | 30,43         | 19,92            | 3,78            | 10,46       | 7,79            | 4,80              | 10,93         |
| S                              | 0,07                            | 0,04          | 0,21            | 0,10            | 0,05            | 0,06            | 0,13           | 0,10            | 0,09          | 0,14             | 0,07            | 0,03        | 0,11            | 0,21              | 0,06          |
| F                              | 0                               | 0             | 0,25            | 0               | 0,35            | 0,06            | 0,09           | 0,0             | 0,0           | 0,0              | 0,23            | 0,28        | 0,17            | 0,23              | 0,06          |
| Сумма                          | 100,36                          | 100,30        | 100,39          | 100,26          | 99,71           | 99,45           | 99,46          | 100,20          | 100,34        | 100,18           | 99,55           | 99,79       | 99,31           | 99,83             | 100,28        |
| Cl                             | 0,944                           | 1,009         | 1,010           | 1,160           | 1,0481          | 1,103           | 0,885          | 1,397           | 0,860         | 0,882            | 1,007           | 1,065       | 0,991           | 1,087             | 1,0447        |
| Q                              | 0,525                           | 3,356         | 3,130           | 9,273           | 4,665           | 6,484           | 0,757          | 6,587           | 0,058         | 0,028            | 7,103           | 5,201       | 4,604           | 2,109             | 6,109         |
| % КФ                           | 53,66                           | 57,49         | 45,25           | 31,79           | 27,63           | 34,72           | 36,62          | 25,05           | 16,04         | 16,14            | 41,08           | 27,58       | 45,89           | 37,49             | 31,50         |

Примечание. Образцы: 3а, 3, 7 — карбонатизированные кластопорфировые кимберлиты; 64, 85 — кимберлит кластопорфировый; 1, 9, 4а, 2, 5, 12, 307, 90 — порфировые кимберлиты; 386, 377 — массивная кимберлитовая брекчия; 4 — слюдястый серпентинит; Cl — индекс контаминации [8]; Q — нормативный вторичный кварц [2]; % КФ — процентное содержание карбонатной фракции в основной связующей массе; анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН методом мокрой химии, аналитик Г.Н.Охлопкова.

раст кимберлитов трубки оценивается в интервале средний кембрий—верхний триас. Геологическое строение района, морфология тела, петрография, петрохимический состав, минералогия трубки Манчары рассмотрены в работах [5, 6].

Трубка сложена зеленовато-серыми кимберлитовыми брекчиями с массивной текстурой цемента серпентин-слюдистого состава. Кимберлиты в самых верхних частях тела интенсивно изменены до глиноподобной массы, а ниже в разной степени серпентинизированы и карбонатизированы и содержат многочисленные линзы и прожилки карбонатов. Для кимберлитовой брекчии характерны ксенолиты известняков, включений серпентинитов, слюдитов, слюдистых и гранатовых серпентинитов. В кимберлитах присутствуют вкрапленники серпентинизированного оливина, флогопита, пикроильменита и граната. Вещественный состав пород описан в работе [6]. В настоящей статье представлены первые результаты исследования изотопного состава стронция кимберлитов трубки Манчары и определения ее возраста.



**Рис. 1. Положение кимберлитов трубки Манчары на дискриминационных диаграммах  $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$  (А) и  $\text{TiO}_2\text{—FeO}_{\text{tot}}$  (Б):**

поля по работам: А — [13]; Б — [9]: 1 — лейцитовых лампроитов, 2 — оливиновых лампроитов, 3 — мелилититов, 4 — алмазонасных Fe-Ti кимберлитов группы I, 4а — Fe-Ti кимберлитов группы I, 5 — Al кимберлитов группы II

Кимберлиты трубки Манчары по петрохимическим характеристикам (табл. 1) отвечают кимберлитам подгруппы 1В группы I (рис. 1, А), а на дискриминационной диаграмме  $\text{TiO}_2\text{—FeO}_{\text{общ}}$  (см. рис. 1, Б) они в основном лежат в поле неалмазонасных Fe-Ti кимберлитов группы I. По классификации С.И.Костровицкого [10], кимберлиты соответствуют Fe-Ti низкокалийевому петрохимическому типу, характерному для кимберлитов трубок Чомурдахского и Ары-Мастахского полей. По сравнению со средним химическим составом кимберлитов Якутии [2] кимберлиты трубки Манчары (см. табл. 1) характеризуются высокими содержаниями (в %):  $\text{TiO}_2$  3,06 0,33%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (общее) 10,20 1,5 и  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,76 0,53 и относительно низкими концентрациями щелочей:  $\text{Na}_2\text{O}$  0,088 0,24,  $\text{K}_2\text{O}$  0,45 0,47, а также широкими изменениями содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и, особенно,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ , F и  $\text{CO}_2$ . Коэффициенты вариации последних изменяются от 96 (MnO) до 268% ( $\text{Na}_2\text{O}$ ). Такая сильная изменчивость состава кимберлитов, вероятно, обусловлена как процессами контаминации при их формировании, так и последующими вторичными изменениями пород. Расчеты индекса контаминации CI [8] показывают, что для изученных кимберлитов его значения лежат в интервале 0,86—1,397 и в основном не превышают 1,09, подразумевающая отсутствие контаминации кимберлитов силикатным материалом. В качестве индикатора интенсивности проявления вторичных процессов были использованы значения нормативного кварца Q [2]. Полученные значения изменяются (9,28... 6,59) и указывают на то, что породы по степени вторичного изменения преимущественно относятся к двум группам: доломитизированным (доломитсодержащим) и слабоизмененным кварцсодержащим кимберлитам. Степень вторичного изменения пород незначительная, так как зависимость между  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  положительная ( $r$  0,946) и не нарушена [2]. В то же время тренд зависимости представляет собой линию смешения между доломитизированными и слабоизмененными кимберлитами и определяется уравнением  $\text{SiO}_2 = 0,8739 + 0,9546\text{MgO}$ , где наклон линии регрессии (0,9546) более крутой, чем в аналогичном уравнении для неизмененных кимберлитов (0,57) [2]. Линия регрессии этой зависимости для кимберлитов протягивается от поля относительно неизмененных кимберлитов в поле доломитизированных кимберлитов (рис. 2), что также подчеркивает влияние карбонатизации на изменение химического состава кимберлитов трубки.

Для исследования изотопного состава стронция кимберлитов были изучены Rb-Sr изотопная система и их основная связующая масса (ОСМ), подготовленная для анализа по методике работы [1], а так же выделенные из нее силикатная (СФ) и карбонатная (КФ) фракции. Для выделения фракций применялась методика кислотного выщелачивания. Изотопный состав



## 2. Результаты Rb-Sr изотопного анализа кимберлитов трубки Манчары

| Образ-<br>цы | Материал         | <sup>87</sup> Rb, ppm | <sup>86</sup> Sr, ppm | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | I <sub>0</sub> (360) | Доля в КФ, %     |                  |
|--------------|------------------|-----------------------|-----------------------|------------------------------------|------------------------------------|----------------------|------------------|------------------|
|              |                  |                       |                       |                                    |                                    |                      | <sup>87</sup> Rb | <sup>86</sup> Sr |
| Скважина 807 |                  |                       |                       |                                    |                                    |                      |                  |                  |
| 3а           | Кимберлит, ОСМ   | 9,2675                | 189,1057              | 0,0484                             | 0,7068                             | 0,7066               |                  |                  |
|              | СФ               | 18,0871               | 123,6672              | 0,1446                             | 0,7060                             | 0,7053               |                  |                  |
|              | КФ (53,66)       | 1,6510                | 245,6175              | 0,0066                             | 0,7072                             | 0,7072               | 9,56             | 69,70            |
| 7            | Кимберлит, ОСМ   | 11,7375               | 189,6663              | 0,0612                             | 0,7071                             | 0,7068               |                  |                  |
|              | СФ               | 26,2151               | 199,6926              | 0,1298                             | 0,7067                             | 0,7060               |                  |                  |
|              | КФ (57,49)       | 1,0323                | 182,2525              | 0,0056                             | 0,7074                             | 0,7074               | 5,06             | 55,24            |
| 3            | Кимберлит, ОСМ   | 6,2003                | 62,069                | 0,0987                             | 0,7056                             | 0,7051               |                  |                  |
|              | СФ               | 12,642                | 12,0114               | 1,0404                             | 0,7137                             | 0,7085               |                  |                  |
|              | КФ (45,25)       | 0                     | 122,6359              | 0                                  | 0,7046                             | 0,7046               | 0                | 89,40            |
| 1            | Кимберлит, ОСМ   | 7,0462                | 84,9633               | 0,0820                             | 0,7068                             | 0,7064               |                  |                  |
|              | СФ               | 13,067                | 107,007               | 0,1207                             | 0,7059                             | 0,7053               |                  |                  |
|              | КФ (31,79)       | 0                     | 37,6654               | 0                                  | 0,7123                             | 0,7123               | 0                | 14,09            |
| 5            | Кимберлит, ОСМ   | 5,3222                | 32,5606               | 0,1616                             | 0,710                              | 0,7092               |                  |                  |
|              | СФ               | 4,8705                | 12,5089               | 0,3849                             | 0,7127                             | 0,7108               |                  |                  |
|              | КФ (27,63)       | 6,5053                | 85,0811               | 0,0756                             | 0,7090                             | 0,7086               | 33,77            | 72,20            |
| 4            | Серпентинит, ОСМ | 13,4251               | 6,6430                | 1,9977                             | 0,7448                             | 0,7349               |                  |                  |
|              | СФ               | 18,0956               | 1,5782                | 11,3341                            | 0,9419                             | 0,8856               |                  |                  |
|              | КФ (34,72)       | 4,6437                | 16,1658               | 0,2840                             | 0,7086                             | 0,7071               | 12,01            | 84,49            |
| 64           | Кимберлит, ОСМ   | 0,1140                | 40,8094               | 0,0028                             | 0,7119                             | 0,7119               |                  |                  |
|              | СФ               | 0.1220                | 23,4936               | 0,0051                             | 0,7111                             | 0,7111               |                  |                  |
|              | КФ (36,62)       | 0.1002                | 70,7787               | 0,0014                             | 0,7124                             | 0,7124               | 32,17            | 63,51            |
| 9            | Кимберлит, ОСМ   | 8,9338                | 61,7300               | 0,1431                             | 0,7072                             | 0,7065               |                  |                  |
|              | СФ               | 34,7801               | 59,5006               | 0,5778                             | 0,7058                             | 0,7029               |                  |                  |
|              | КФ (25,05)       | 0                     | 68,4004               | 0                                  | 0,7108                             | 0,7108               | 0                | 27,76            |
| 2            | Кимберлит, ОСМ   | 18,0920               | 127,8636              | 0,1396                             | 0,7047                             | 0,7040               |                  |                  |
|              | СФ               | 19,3382               | 62,4913               | 0,3059                             | 0,7069                             | 0,7054               |                  |                  |
|              | КФ (16,04)       | 11,5689               | 470,0493              | 0,0243                             | 0,7032                             | 0,7030               | 10,26            | 58,97            |
| 4а           | Кимберлит, ОСМ   | 0,0993                | 56,4056               | 0,0017                             | 0,7052                             | 0,7052               |                  |                  |
|              | СФ               | 0,0613                | 29,914                | 0,0020                             | 0,7055                             | 0,7055               |                  |                  |
|              | КФ (16,14)       | 0,2967                | 194,0503              | 0,0002                             | 0,7050                             | 0,7050               | 48,23            | 55,53            |
| 12           | Кимберлит, ОСМ   | 0,1339                | 55,2747               | 0,0024                             | 0,7092                             | 0,7092               |                  |                  |
|              | СФ               | 0,0815                | 18,1793               | 0,0443                             | 0,7081                             | 0,7079               |                  |                  |
|              | КФ (41,08)       | 0,2091                | 108,4797              | 0,0019                             | 0,7095                             | 0,7095               | 64,14            | 80,62            |
| Скважина 805 |                  |                       |                       |                                    |                                    |                      |                  |                  |
| 307          | Кимберлит, ОСМ   | 0,8013                | 36,7465               | 0,0215                             | 0,7109                             | 0,7108               |                  |                  |
|              | СФ               | 0,7381                | 15,4827               | 0,0471                             | 0,7132                             | 0,7130               |                  |                  |
|              | КФ (27,58)       | 0,9672                | 92,5813               | 0,0103                             | 0,7099                             | 0,7099               | 33,29            | 69,49            |

| Образцы      | Материал             | $^{87}\text{Rb}$ , ppm | $^{86}\text{Sr}$ , ppm | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $I_0(360)$ | Доля в КФ, %     |                  |
|--------------|----------------------|------------------------|------------------------|---------------------------------|---------------------------------|------------|------------------|------------------|
|              |                      |                        |                        |                                 |                                 |            | $^{87}\text{Rb}$ | $^{86}\text{Sr}$ |
| 307ф         | Флогопит, мегакристы | 151,0252               | 25,4913                | 5,8564                          | 0,7521                          | 0,7222     |                  |                  |
|              | СФ                   | 177,6426               | 2,5567                 | 68,6822                         | 1,2625                          | 0,9114     |                  |                  |
|              | КФ (29,99)           | 88,8884                | 79,0399                | 1,1118                          | 0,7136                          | 0,7079     | 17,65            | 92,98            |
| 377          | Кимберлит, ОСМ       | 0,4955                 | 93,7376                | 0,0052                          | 0,7068                          | 0,7068     |                  |                  |
|              | СФ                   | 0,5844                 | 33,3116                | 0,0173                          | 0,7074                          | 0,7073     |                  |                  |
|              | КФ (37,49)           | 0,3473                 | 194,4906               | 0,0018                          | 0,7066                          | 0,7066     | 26,27            | 77,78            |
| Скважина 806 |                      |                        |                        |                                 |                                 |            |                  |                  |
| 386          | Кимберлит, ОСМ       | 0,1844                 | 111,7939               | 0,0016                          | 0,7078                          | 0,7078     |                  |                  |
|              | СФ                   | 0,063                  | 43,6870                | 0,0014                          | 0,7088                          | 0,7088     |                  |                  |
|              | КФ (45,89)           | 0,3275                 | 192,1004               | 0,0017                          | 0,7075                          | 0,7075     | 81,50            | 78,85            |
| 90           | Кимберлит, ОСМ       | 1,4696                 | 46,9003                | 0,0310                          | 0,7075                          | 0,7073     |                  |                  |
|              | СФ                   | 0,5807                 | 11,0965                | 0,0517                          | 0,7084                          | 0,7081     |                  |                  |
|              | КФ (31,49)           | 3,4035                 | 124,7954               | 0,027                           | 0,7073                          | 0,7072     | 72,93            | 83,79            |
| 85           | Кимберлит, ОСМ       | 0,8707                 | 49,051                 | 0,0175                          | 0,7086                          | 0,7085     |                  |                  |
|              | СФ                   | 0,6074                 | 17,2515                | 0,0348                          | 0,7085                          | 0,7083     |                  |                  |
|              | КФ (31,50)           | 0,4909                 | 118,2023               | 0,0041                          | 0,7086                          | 0,7086     | 27,10            | 75,91            |
| С-06-4       | Карбонат, С          | 0,0954                 | 28,9183                | 0,0033                          | 0,7119                          | 0,7119     |                  |                  |
| С-06-6       |                      | 0,0653                 | 29,0565                | 0,0022                          | 0,7119                          | 0,7119     |                  |                  |
| С-06-5       |                      | 0,0319                 | 27,9544                | 0,0011                          | 0,7109                          | 0,7109     |                  |                  |

Примечание. Детальное название образцов пород — см. примечание к табл. 1;  $I_0(360)$  — первичный изотопный состав Sr пород на период их формирования 360 млн. лет, СФ и КФ — силикатная и карбонатная фракции основной связующей массы (ОСМ) кимберлитов, в скобках — доля КФ в ОСМ (в %).

стронция анализировался на масс-спектрометре МИ-1201-Т без добавления индикатора, а содержания Rb и Sr измерялись методом двойного разбавления [4].

Изучение Rb-Sr систем основной связующей массы кимберлитов позволило оценить распределение

Rb и Sr в пределах составляющих матрицу фракций (табл. 2), а для отдельных образцов, используя внутреннюю трехточечную изохрону, и Rb-Sr возраст пород.

Содержание Rb и Sr в составляющих кимберлиты ОСМ, СФ и КФ свидетельствует о неравномерном распределении в них этих элементов. Хотя Rb в основном концентрируется в СФ (до 26,22 мкг/г при среднем содержании 8,798–1,324), во многих образцах отмечается более низкое его содержание в СФ, чем в основной связующей массе. В то же время, в ряде случаев Rb обнаружен и в карбонатной

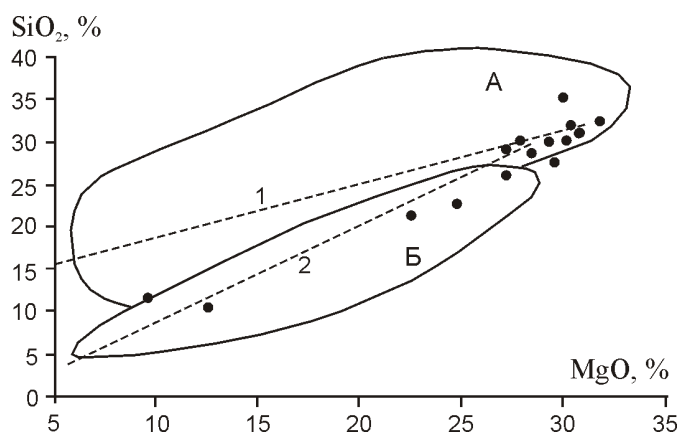


Рис. 2. Соотношение  $\text{SiO}_2$ — $\text{MgO}$  в кимберлитах трубки Манчары:

поля кимберлитов [3]: А — слабоизмененных и Б — доломитизированных; линии регрессии: 1 — по работе [2] и 2 — для кимберлитов трубки Манчары

фракции. Этот элемент не входит в структуру карбонатных минералов и его появление в карбонатной фракции, вероятно, связано с процедурой выщелачивания ОСМ и выносом в выщелат Rb, находящегося в силикатной фракции в слабосвязанной форме в межзерновом пространстве породы. Карбонатная фракция ряда образцов содержит Rb даже больше, чем силикатная и валовый состав основной связующей, и на долю КФ приходится до 81,5% Rb от общего его содержания в породе (см. табл. 2). Этот факт может указывать на относительную «рыхлость» кимберлитов как результат их посткристаллизационной модификации. В целом содержание Rb в валовом составе ОСМ очень низкое 4,179–5,459 мкг/г и соответствует пониженному содержанию в них калия.

Концентраторами стронция в кимберлитах трубки Манчары являются карбонатные минералы, а так же апатит и перовскит. Их количественное соотношение в породе в основном и определяет содержание Sr и вариабельность его в валовом составе ОСМ и СФ. Количество КФ в ОСМ колеблется от 16,04 до 57,49%, составляя в среднем 34,98–12,19%, и имеет тенденцию уменьшения с глубиной. Содержание Sr в КФ изменяется от 37,66 до 470,05 мкг/г (среднее 164,14–116,54 мкг/г) и в основном выше, чем в валовом составе ОСМ (82,58–51,32 мкг/г) и в СФ (51,29–53,70 мкг/г). В отдельных образцах содержание Sr в КФ сопоставимо (образцы 7, 9) или ниже (обр.1), чем таковое в валовом составе ОСМ и СФ (см. табл. 2). В целом на долю КФ приходится 14,09–92,98% (в основном 55%) Sr валового состава ОСМ. Неравномерное распределение Sr отмечается как для СФ (11,10–199,69 мкг/г), так и для валового состава ОСМ (32,56–189,67 мкг/г).

Низкие содержания Rb и повышенные Sr в изученных кимберлитах обуславливают в них очень низкие  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , которые за некоторым исключением не превышают 0,385. Измеренные величины изотопных отношений Sr имеют значительную дисперсию и зачастую

не отвечают содержанию в них Rb. Кроме того, для валового состава ОСМ, СФ и КФ во многих образцах отчетливо наблюдается обратная зависимость между величинами  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , свидетельствующая об участии процессов смешения в формировании изотопного состава стронция кимберлитов.

Для шести образцов кимберлитов с низкими измеренными  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отмечена прямая зависимость между ними и измеренными  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Она рассматривается авторами как эррохрона, оценивающая возраст пород в 358–42 млн.лет ( $I_0$  0,70528–0,00009) (табл. 3). С определенной степенью достоверности эта датировка может рассматриваться как предварительная оценка времени формирования пород трубки Манчары, которая, несомненно, требует заверки другими изотопными методами.

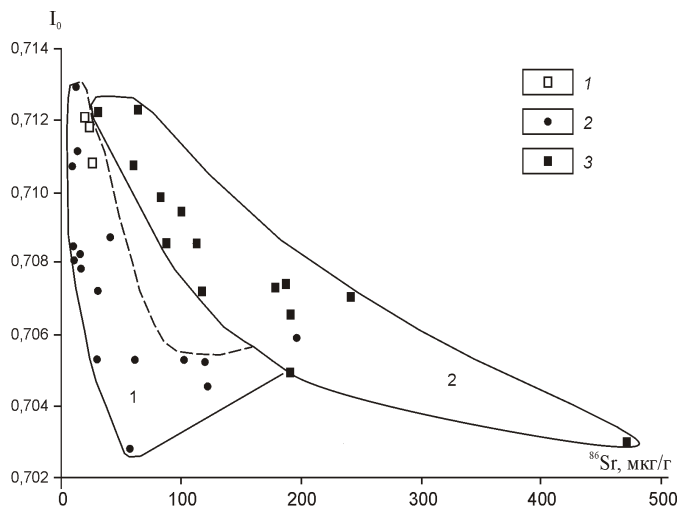
Для образцов 2, 3, 4, 5 по внутренней трехточечной изохроне были рассчитаны Rb-Sr возраста (см. табл. 3). Полученные значения датировок лежат в интервале 570–1471 млн.лет, что древнее их реального геологического времени. Наиболее древняя дата 1471–2 млн.лет отвечает включению слюдистого серпентинита (обр. 4) в кимберлите (обр. 5) с возрастом 850–15 млн.лет. Наиболее молодой возраст получен по мегакристаллам флогопита из обр. 307–570–1 млн.лет. Геологический смысл этих датировок не достаточно ясен. Возможно, они характеризуют определенные этапы модификации протолитов кимберлитов (1471, 926–850, 608–570 млн.лет). Вероятно, Rb-Sr системы этих участков протолита были сохранены и унаследованы при формировании кимберлитов 358 млн.лет назад.

Первичные изотопные отношения Sr кимберлитов ( $I_0$ ) были рассчитаны на возраст 360 млн.лет. Их значения изменяются в широких пределах (0,7040–0,7124) и даже для различных фракций одного образца не всегда равнозначны (см. табл. 3). Кроме того, между значениями  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $I_0$  как для валового состава ОСМ, так и для СФ наблюдается от-

### 3. Rb-Sr изотопные датировки кимберлитов трубки Манчары

| Материал                | Образцы                                                    | Число точек<br><i>n</i> | Возраст,<br>млн.лет | Первичный изотопный<br>состав Sr, $I_0$ |
|-------------------------|------------------------------------------------------------|-------------------------|---------------------|-----------------------------------------|
| Кимберлиты              | 4а (ОСМ, СФ),<br>3 (ОСМ),<br>3а (СФ),<br>1 (СФ),<br>2 (СФ) | 6                       | 358–42              | 0,70528–0,00009                         |
| Слюдистый серпентинит   | 4 (ОСМ, СФ, КФ)                                            | 3                       | 1471–2              | 0,70266–0,00003                         |
| Кимберлит, порфировый   | 5 (ОСМ, СФ, КФ)                                            | 3                       | 850–15              | 0,70802–0,00005                         |
|                         | 2 (ОСМ, СФ, КФ)                                            | 3                       | 926–1               | 0,70285–0,00002                         |
|                         | 3 (ОСМ, СФ, КФ)                                            | 3                       | 608–6               | 0,70469–0,00006                         |
| Флогопит, мегакристаллы | 307ф (ОСМ, СФ, КФ)                                         | 3                       | 570–1               | 0,70452–0,00002                         |

рицательная зависимость с коэффициентами корреляции  $r = 0,37$  и  $r = 0,20$ , соответственно. Эти факты свидетельствуют о значительной Rb-Sr изотопной гетерогенности не только кимберлитов трубки в целом, но также и отдельных образцов. Эта особенность, вероятно, обусловлена как изначальной неоднородностью Rb-Sr систем кимберлитотформирующего субстрата, так и, в большей степени, поздними процессами их изменения, приводящими к смещению стронция из различных источников. Рассчитанные значения  $I_0$  имеют обратную зависимость от содержания Sr как для валового состава ОСМ ( $r = 0,45$ ), СФ ( $r = 0,55$ ), так и КФ ( $r = 0,78$ ), подразумевая, что стронций кимберлитов представляет собой смесь как минимум из двух источников. Изотопный состав Sr валового состава ОСМ, несомненно, определяется соотношением Sr силикатной и карбонатной фракций в образце, однако в этих фракциях содержания стронция и значения его первичного изотопного состава также неоднородны (рис. 3), что предполагает для них различные источники стронция. С одной стороны — это источники с низкими содержаниями Sr и высокой величиной изотопного отношения элемента, с другой — источник с высоким содержанием Sr и его низкими значениями изотопных отношений. В первом случае, такими источниками могли быть осадочные карбонатные породы кембрийского возраста, вмещающие кимберлитовое тело. Для них характерно относительно низкое содержание Sr 27,95—29,06 мкг/г и повышенные величины  $I_0$  0,7109—0,7119. Включения серпентинитов и флогопита с низкими содержаниями Sr 1,58—2,56 мкг/г и



**Рис. 3. Зависимости значений первичных отношений стронция ( $I_0$ ) в силикатной и карбонатной фракциях основной связующей массы кимберлитов трубки Манчары и вмещающих карбонатных породах от содержания в них  $^{86}\text{Sr}$ :**

1 — карбонатные породы кембрия; фракции: 2 — силикатная и 3 — карбонатная

высокими на период формирования кимберлитов значениями изотопного отношения Sr 0,8856—0,9114 (см. табл. 2) также могут быть дополнительным источником элемента. Низкие величины  $I_0$  в породах с переменным, но в основном с высоким содержанием стронция, вероятно, отражают первичную Rb-Sr неоднородность протолита, унаследованную кимберлитами при их формировании. В этом случае зависимость  $I_0$  от содержания Sr в КФ подразумевает, что протолит кимберлитов имел первичную насыщенность карбонатным материалом и в составе КФ, по всей вероятности, можно ожидать наличие первичного карбоната.

Модельные Rb-Sr датировки кимберлитов можно рассматривать как предполагаемый возраст события модификации мантии. Модельные  $T_{DM}$  для кимберлитов трубки Манчары (табл. 4) имеют широкий разброс значений от отрицательных (32 440 млн.лет) до древних, превышающих возраст Земли (75 464 млн.лет). Это подразумевает сложную и полихронную историю эволюции мантии под трубкой Манчары. Расчеты модельных датировок протолита по двустадийной модели [11] дают более корректную оценку их возраста (785—2280 млн.лет). Основная часть их значений находится в интервале 1240—1772 млн.лет (64,7%) и соответствует времени формирования дайковых поясов на Алдано-Становом щите [7]. Относительно молодые (785—1180 млн.лет) и древние датировки (2075—2280 млн.лет) составляют лишь 23,5 и 11,8%, соответственно. Учитывая, что породы в большинстве случаев интенсивно изменены, возрастной интервал модификации мантии, вероятно, был меньше. Для кимберлитов, по которым получен Rb-Sr изохронный возраст, имеются двустадийные модельные датировки 784—1273 млн.лет. В этот же интервал попадает и флогопит макрокристаллов, модельный возраст протолита для которого равен 1258 млн.лет. Двухстадийная модельная датировка для серпентинита из ксенолита значительно выше и составляет 1783 млн.лет. Модельные параметры Rb-Sr систем пород  $f_{\text{Rb/Sr}}$  и  $(\text{Sr})$ , характеризующие отклонение величин Rb/Sr и  $I_0$  от таковых в примитивной мантии, в большинстве случаев не согласуются друг с другом относительно возможной природы их протолита. Величины  $f_{\text{Rb/Sr}}$  в основной массе имеют отрицательные значения, указывая на деплетированный характер протолитов, а положительные величины  $(\text{Sr})$  — обогащенный. Если данные, приведенные в табл. 3 (возраст  $I_0$ ), отвечают унаследованному веществу мантийного протолита, то это подразумевает его многоэтапную модификацию. В координатах «возраст —  $I_0$ » образцы кимберлитов, метакристаллов флогопита и включений серпентинита практически формируют единый тренд, что предполагает их образование из общего источника со средним  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  равным 0,1728 и низким изотопным отношением стронция,



#### 4. Rb-Sr модельные параметры кимберлитов трубки Манчары

| Образец | Материал    | $f_{\text{Rb/Sr}}$ | $S_r$   | $T_{\text{Sr(DM)}}\text{-1st}$ | $T_{\text{Sr(DM)}}\text{-2st}$ |
|---------|-------------|--------------------|---------|--------------------------------|--------------------------------|
| 3a      | Кимберлит   | 0,415              | 35,247  | 75464                          | 1274                           |
| 7       |             | 0,260              | 38,656  | 20259                          | 1318                           |
| 3       |             | 0,1935             | 14,653  | 4645                           | 997                            |
| 1       |             | 0,009              | 32,833  | 8796                           | 1241                           |
| 5       |             | 0,954              | 72,743  | 4708                           | 1771                           |
| 4       | Серпентинит | 23,156             | 437,191 | 1528                           | 1783                           |
| 64      | Кимберлит   | 0,966              | 110,949 | 18378                          | 2280                           |
| 9       |             | 0,730              | 34,3253 | 3670                           | 1258                           |
| 2       |             | 0,688              | 0,970   | 2001                           | 785                            |
| 14a     |             | 0,979              | 15,789  | 5292                           | 1015                           |
| 12      |             | 0,971              | 72,601  | 12742                          | 1773                           |
| 307     |             | 0,740              | 95,326  | 32020                          | 2075                           |
| 307ф    | Флогопит    | 69,815             | 268,602 | 605                            | 1115                           |
| 386     | Кимберлит   | 0,981              | 52,717  | 9882                           | 1509                           |
| 85      |             | 0,788              | 62,943  | 18625                          | 1645                           |
| 377     |             | 0,791              | 46,610  | 8837                           | 1316                           |
| 90      |             | 0,375              | 57,688  | 32440                          | 1424                           |

Примечание.  $f_{\text{Rb/Sr}}$  и  $S_r$  — отклонение величин Rb/Sr и  $I_0$  пород относительно таковых в примитивной мантии на период их формирования; расчет модельных датировок по одностадийной  $T_{\text{Sr(DM)}}\text{-1st}$  и двухстадийной  $T_{\text{Sr(DM)}}\text{-2st}$  производился по работе [11].

характеризующим его деплетированную природу (рис. 4). Вероятно, в процессе формирования этого общего источника имело место фракционирование его Rb-Sr систем, в результате чего отдельные участки протолита приобрели повышенные содержания рубидия, что способствовало в процессе длительного

существования протолита повышению в них радиогенного стронция (обр. 5, отклонение от тренда на рис. 4).

Таким образом, полученные результаты позволили впервые для кимберлитов трубки Манчары установить особенности Rb-Sr изотопных систем этих пород. Показано, что изотопный состав стронция кимберлитов является неравновесным, вследствие как первичной неоднородности протолитов, так и поступления стронция из разных источников. Предварительные Rb-Sr данные показывают, что кимберлиты трубки Манчары формировались 358 млн.лет назад, практически синхронно с алмазоносными кимберлитовыми полями Якутской кимберлитовой провинции. В то же время, Rb-Sr даты для ряда образцов кимберлитов (608—926 млн.лет), включений флогопита (570 млн.лет) и ксенолита серпентинита (1471 млн.лет) значительно древнее, чем их геологический возраст. Предполагается, что эти образцы сохраняют и унаследуют Rb-Sr системы их мантийного протолита, прошедшего предварительно несколько стадий тектономагматической активизации. Это подтверждается и рассчитанными модельными параметрами Rb-Sr систем кимберлитов, свидетельствующих о сложной, длительной и многоэтапной истории мо-

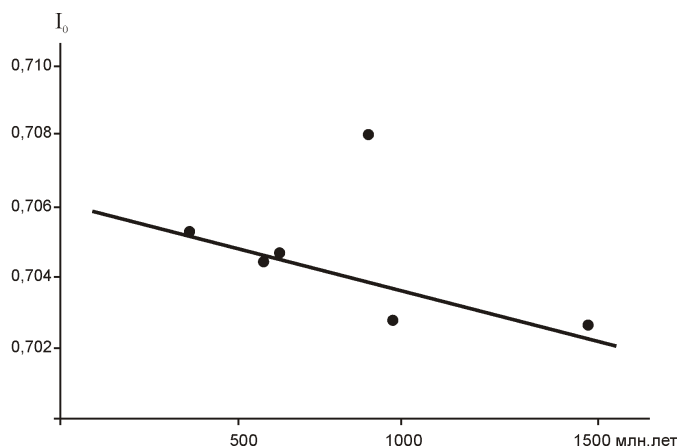


Рис. 4. Эволюция первичных изотопных отношений стронция ( $I_0$ ) кимберлитов трубки Манчары во времени

дификации протолита для кимберлитов. Моделирование Rb-Sr систем датированных образцов из трубки показывает, что в основном они имеют единый деплетированный мантийный источник, который при своем образовании частично был фракционирован относительно своей Rb-Sr системы и в последующем неоднократно был подвергнут тектономагматической активизации. Более детальные исследования кимберлитов трубки на минеральном уровне, используя различные изотопные методы, в т.ч. и методы датирования, позволят более обоснованно установить особенности их генезиса.

В заключение отметим, что полученные значения изотопного возраста кимберлитов трубки Манчары и геолого-геофизические данные могут свидетельствовать о более широком проявлении среднепалеозойского кимберлитового магматизма, характерного для Якутской кимберлитовой провинции к юго-востоку от Вилуйской синеклизы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В.* Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. № 4. С. 133—139.
2. *Василенко В.Б., Толстов А.В., Минин В.А.* и др. Нормативный кварц как критерий интенсивности массопереноса при постмагматическом изменении кимберлитов трубки Ботуобинская (Якутия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1189—1204.
3. *Василенко В.Б., Толстов А.Я., Кузнецова Л.Г., Минин В.А.* Химический состав и алмазоносность кимберлитов трубки Нюрбинская (В.Сибирь) в процессе вторичного изменения // Геохимия. 2009. № 11. С. 1146—1154.
4. *Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И.* и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. —Якутск, 1992.
5. *Избеков Э.Д., Сурнин А.А., Подьячев Б.П.* Первая кимберлитовая трубка Центрально-Якутского рудного района восточной части Сибирской платформы // Система коренной источник—россыпь. —Якутск, 2009. С. 20—22.
6. *Смелов А.П., Андреев А.П., Алтухова З.А.* и др. Кимберлиты трубки Манчары: Новое кимберлитовое поле Центральной Якутии // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 153—159.
7. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)* / Под ред. Л.М.Парфенова и М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
8. *Clement C.I.* A comparative geological study of some major kimberlite pipes in northern Cape and Orange Free State // Ph. D. thesis, University of Cape Town. 1982. Pp. 78—78.
9. *Kaminsky F.M., Sablukov S.M., Belousova E.A., Andreazza O., Tremblay M., Griffin W.L.* Kimberlitic sources of super-deep diamonds in the Juina area, Mato Gross State, Brazil // Lithos. 2010. Vol. 114. Pp. 16—29.
10. *Kostrovitsky S.I.* Petrochemical classification of kimberlites from Yakutian province // 9<sup>th</sup> International Kimberlite Conference Extended Abstract No. 9IKC-A-0014, 2008.
11. *Müller A., Mezger K., Schenk V.* Crystal age domains and the Continental Crust in the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic Evidence // J. Petrology. 1998. Vol. 39. № 4. Pp. 749—783.
12. *Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research. 2007. Vol. 12. Pp. 279—288.
13. *Taylor W.R., Tompkins L.A., Haggerty S.E.* Comparative geochemistry of West African kimberlites: evidence for a micaceous kimberlites end member of sub-lithosphere origin // Geochemica et Cosmochimica Acta. 1994. Vol. 58. Pp. 4017—4037.

## Состав биотитов гранитоидов Момо-Полоусной зоны Верхояно-Колымской орогенной области как критерий их расчленения

В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: v.a.trunilina@diamond.ysn.ru, s.p.roev@diamond.ysn.ru), Л.А.ПАВЛОВА (Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск, ул.Фаворского, д.31)

Обобщены материалы изучения химического состава биотитов позднемезозойских гранитоидов Момо-Полоусной тектонической зоны, включающей гранитоидные массивы различных петротипов Главного и Северного продольных батолитовых поясов Верхояно-Колымской орогенной области. Установлено, что типохимические особенности биотитов позволяют различать гранитоиды мантийного и корово-мантийного происхождения, с одной стороны, и корового — с другой. Для различия гранитоидов в пределах названных групп необходимо использовать весь комплекс минералогических, петро- и геохимических особенностей пород.

*Ключевые слова:* биотит, типохимизм, петротип, гранитоиды, генезис.

## Composition of biotites from granitoids of the Momo-Polousnoy zone of the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region as a criterion for their differentiation

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV, L.A.PAVLOVA

The paper presents the results of studying chemical composition of biotites from granitoids of the Momo-Polousnoy tectonic zone including granitoid massifs of various petrotypes within the Main and Northern longitudinal batholith belts of the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region. Typochemical features of the biotites allow one to recognize granitoids of the mantle and crustal-mantle origins, on the one hand, and those of the crustal origin on the other hand. In order to differentiate between the granitoids of the named groups if is necessary to use the whole complex of mineralogical, petro- and geochemical characteristics of the rocks.

*Key words:* biotite, typochemism, petrotype, granitoids, genesis.

Верхояно-Колымская орогенная область характеризуется интенсивным развитием позднемезозойского гранитоидного магматизма. Многочисленные тела гранитоидов образуют продольные пояса, вытянутые параллельно границам главных тектонических структур (Главный и Северный), и поперечные, ориентированные поперек или под углом к ним [9]. Длительное время гранитоиды продольных поясов рассматривались как разновозрастные, близкого состава образования и относились к колымскому комплексу гранодиорит-гранитного состава [6]. Однако уже И.Я.Некрасов [7] разделил их на две формации — гранодиорит-гранитную и гранит-лейкогранитную, а к настоящему времени четко установлено их разнообразие и по возрасту, и по составу [3, 13, 14, 18].

Для расчленения гранитоидов на формации и (или) петротипы используются разные критерии. В качестве одного из них предлагается типохимизм биотитов [1, 2, 4, 5, 10, 16 и др.]. Известно, что состав минералов определяется прежде всего физико-химическими условиями их образования. Основные параметры биотитов — глиноземистость и железистость, обычно возрастающие с повышением температуры образования минерала. Глиноземистость увеличивается также с падением щелочности (активности калия) расплава [5]; железистость находится в прямой зависимости от фугитивности кислорода [10]; соотноше-

ние  $TiO_2$ — $Al_2O_3$  отражает влияние давления кристаллизации [15]. Важными параметрами являются также уровни концентрации Cl и F, определяющие флюидный режим кристаллизации [19]. Повышение химического потенциала воды и фтора приводят к увеличению кислотности среды и снижению температуры кристаллизации расплавов, что позволяет образоваться слюдам сидерофиллитового ряда. Увеличение фугитивности кислорода приводит к повышению температуры кристаллизации расплава и образованию биотитов с повышенным содержанием флогопитового минала [9].

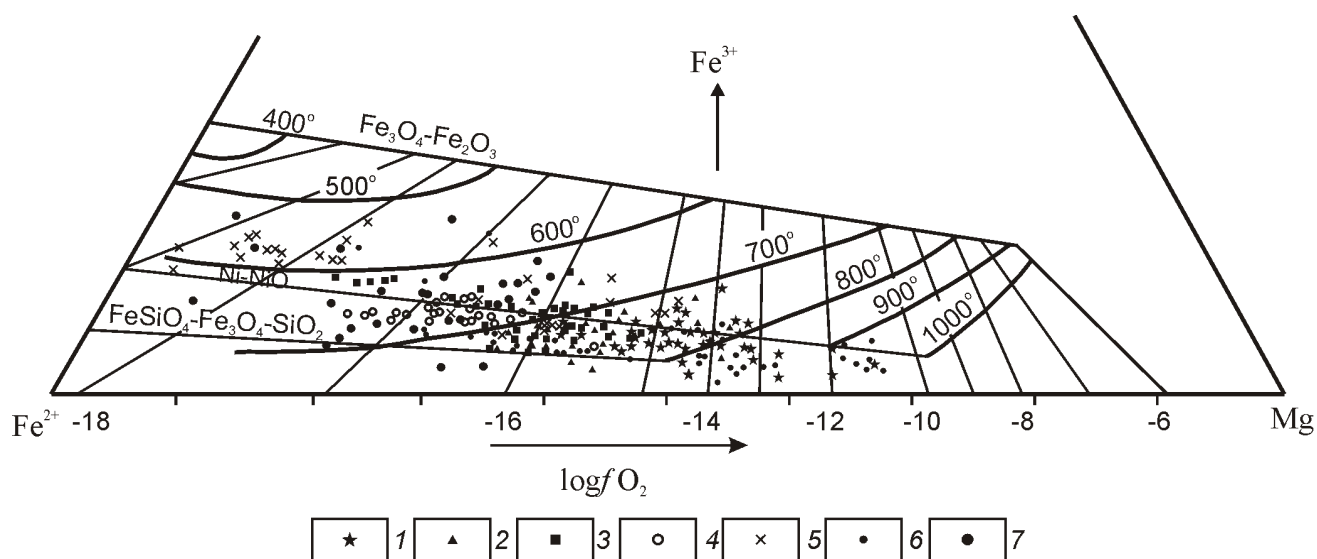
Результаты проведенных исследований позволили выделить в составе продольных батолитовых поясов Верхояно-Колымской орогенной области гранитоиды М-, I-, IS-, S- и А-типов. Гранитоиды массивов северной ветви Северного пояса, локализованных в зонах региональных разломов и участках их сочленения, отнесены к L-типу (гранитоиды латитового ряда) [11—14]. Надсубдукционные гранитоиды М-типа габбро-диорит-плагиогранитной формации локализованы в пределах вулканогенных полей Уяндино-Ясачненской островодужной системы и на непосредственно примыкающей к ней континентальной окраине. Наиболее приемлемой гипотезой происхождения таких пород С.Р.Тейлор и С.М.Мак-Ленан [8] считают кристаллизационную дифференциацию.

цию низкокальциевой водонасыщенной базальтовой магмы, что в данном случае согласуется с их петрологическими параметрами и расчетными глубинами магмогенерации — до 45 км (верхняя мантия или граница мантия—кора). Гранитоиды I-типа диорит-гранодиорит-гранитной формации локализованы в наиболее тектонически ослабленных участках, где пространственно совмещены с производными основных расплавов. Магмогенерация имела место в нижней коре в результате теплового воздействия поднимающихся локальных мантийных диапиров с последующим ограниченным синтексисом базальтоидного и гранитоидного расплавов [12, 14]. В процессе коллизии Верхоянской континентальной окраины и Колымо-Омолонского микроконтинента образовались наиболее крупные массивы IS- (нижнекоровые) и S-типов (верхнекоровые), соответственно, гранодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной формаций. Материнские расплавы гранитоидов L-типа (латитового ряда) северной ветви Северного пояса сформированы в результате длительного, на протяжении всей раннемеловой эпохи, сосуществования глубинных и коровых магматических очагов. Предполагается зарождение материнских магм на уровне коровых амфиболитов под воздействием тепла и флюидов глубинных магм повышенной щелочности и частичное смешение или пропитка последними возникающих гранитоидных магм [11]. Постколлизийные — анорогенные мантийно-коровые субщелочные и щелочные граниты A-типа локализованы в зонах постколлизийных тектонических нарушений. Генерация магматических очагов происходила в нижней коре или на границе мантия—кора под воздействием глубинных источников тепла и флюидов, или по суб-

стратам, предварительно проработанным такими источниками. При этом эволюция наиболее рудоносных массивов проходила с усилением потока глубинных флюидов к поздним этапам становления [13].

А.И.Гусев на основе 2595 анализов биотитов из гранитоидов различных регионов рассчитал их средние составы для основных петрогенетических типов [4]. Установлено их закономерное изменение магнезиальных (М-тип) к железистым разностям (А- и SH-типы). По мнению авторов, использование средних нецелесообразно, поскольку в процессе кристаллизации расплава минерал образуется на разных стадиях процесса и на протяжении достаточно длительного времени с соответствующей эволюцией его состава. Многолетний опыт исследований позволяет утверждать, что в большинстве случаев можно выделить ранне-, средне- и постмагматическую генерации биотитов в гранитоидах и средний состав биотита будет зависеть как от степени дифференцированности конкретного массива, так и от степени сохранности ранней генерации. К настоящему времени авторы получили и обработали 500 микрозондовых и 100 химических анализов биотитов из гранитоидов различных петротипов региона. При построениях использованы только микрозондовые анализы, выполненные в ИГАБМ СО РАН С.П.Роевым и в ИГХ СО РАН Л.А.Павловой на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro», с последующим пересчетом суммарного железа на  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , поскольку химический состав по навескам монофракций также усредняет все параметры.

Серия диаграмм достаточно полно отражает составы исследованных биотитов. При этом на большинстве диаграмм поля составов в значительной степени



**Рис. 1. Окислительно-восстановительный режим кристаллизации биотитов:**

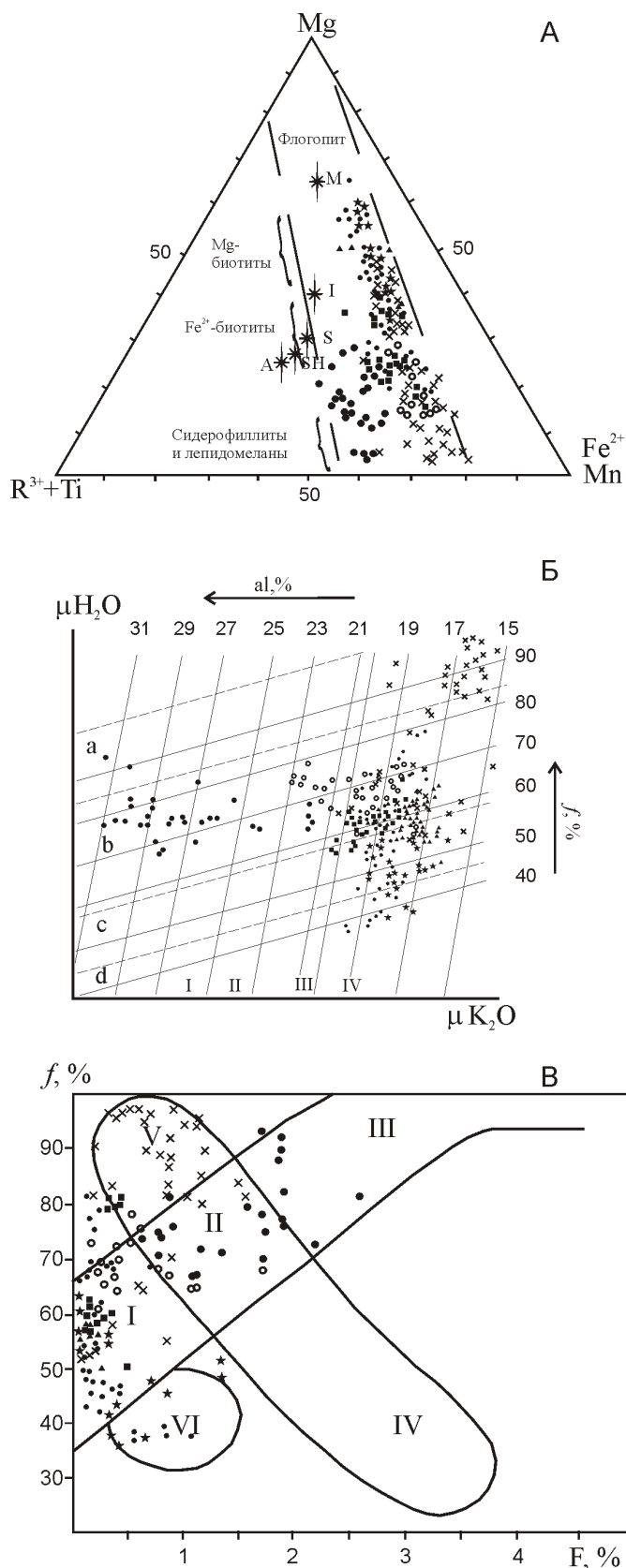
петротипы гранитоидов: 1 — М, 2 — I, 3 — IS, 4 — S, 5 — А, 6 — L (Момо-Полоусная зона), 7 — S (Инъяли-Дебинский мегасинклинорий);  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ni}$ — $\text{NiO}$ ,  $\text{FeSiO}_4$ — $\text{Fe}_3\text{O}_4$ — $\text{SiO}_2$  — линии буферных равновесий; 1000—500 С — температуры кристаллизации биотитов;  $\log f\text{O}_2$  — активность кислорода [10]



перекрываются, особенно для поздне- и постмагматических генераций. Основные различия устанавливаются по ранней генерации. Наиболее высокотемпературные биотиты (900—1000 С) характеризуют гранитоиды М- и I-типов магнетитовой феррофации,

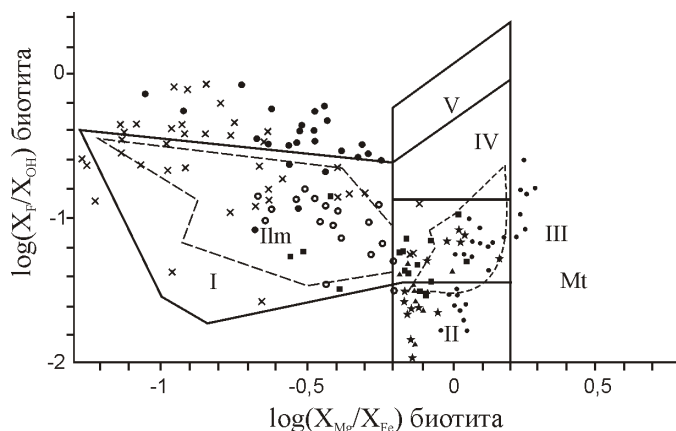
наиболее низкотемпературные (700—800 С) — гранитоиды IS-и S-типов ильменитовой феррофации. С понижением температуры для всех петротипов устанавливается повышение железистости минерала и падение активности кислорода при кристаллизации (рис. 1). Как и по данным А.И.Гусева, в целом, от М-к S- и А-гранитоидам устанавливается смещение составов ранних генераций биотитов от магнезиальных разностей в М- и I- типах к железистым S-типа. Биотиты гранитоидов IS-типа занимают промежуточное положение. Ранние генерации биотитов А-гранитов — магнезиальные, поздние — отвечают сидерофилиту и лепидомелану (рис. 2, А). Прямая корреляция между глиноземистостью и железистостью (см. рис. 2, Б), а также железистостью и содержанием фтора (см. рис. 2, В) характеризует только граниты S-типа. Для гранитоидов I- и А-типов магнетитовой и ильменит-магнетитовой феррофации намечается обратная зависимость. В биотитах гранитов А-типа наблюдаются максимальные содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Максимальные концентрации Cl до 2,6% установлены в магнезиальных биотитах гранитоидов А-типа; минимальные (не выше 0,2%) — в биотитах S-гранитов. Ранние генерации биотитов гранитоидов латитового ряда близки по составу раннемагматическим биотитам М- и I-типов.

На генетических диаграммах (см. рис. 2, В и 3) точки составов раннемагматических биотитов гранитоидов М-, I- и L-типов расположены в полях биотитов производных основных расплавов, что подтверждает петрологические выводы об их мантийной и (или) корово-мантийной природе. В восточной оконечности Бакинского массива (хр.Полоусный) среди гранитоидов L-типа установлены двуслюдяные щелочно-полевошпатовые граниты. В постмагматический этап по ним развиваются гнезда и прожилковые обособления постмагматического высокотемпературного (940—840 С) магнезиального ( $f_{35-46\%}$ ), богатого Cl (0,7—0,8%) биотита, сопоставимого с биотитами производных основных магм и кристаллизовавшегося при высокой активности кислорода и хлора ( $\log f_{\text{O}_2}$  12—14,  $\log f_{\text{HCl}}$  4,2—3,2) [11, 13]. Параметры состава говорят об образовании его при воз-



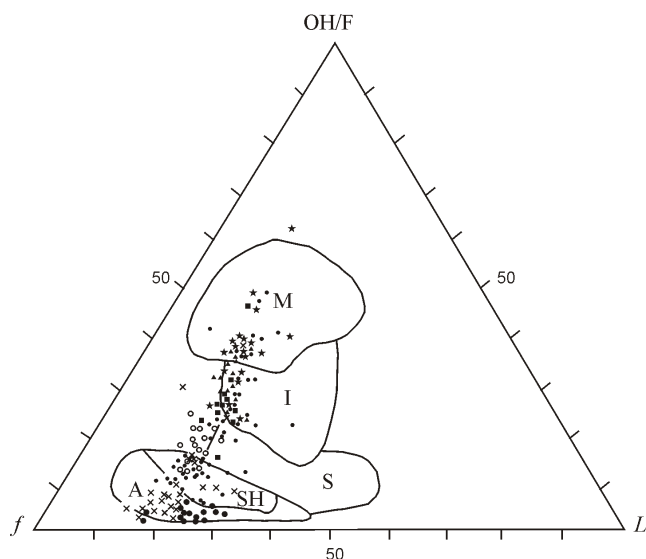
**Рис. 2. Соотношения между основными компонентами триоктаэдрической координации (А), глиноземистости и железистости (Б), фтористости и железистости (В) в биотитах гранитоидов:**

А — поля [17] и точки [4] составов; Б — железистость  $f_{\text{Fe Mn/Fe Mn Mg}}$ , глиноземистость  $al_{\text{Al/(Si Al Fe Mg)}}$ ; I—IV — группы щелочности; а, b, c, d — температурные поля кристаллизации; В — поля диаграммы [1]: I—II—III — диорит-гранодиорит-гранитная серия, IV—II—V — габбро-гранитная серия, VI — биотиты производных мантийных расплавов; см. услов. обозн. к рис. 1



**Рис. 3. Классификация плутонов по составам биотитов:**

поля диаграммы [16], биотиты гранитоидов, образованных из расплавов, сформированных: I — по морским метаосадкам с графитом, II — первично-океанических расплавов, III, IV — корово-мантийных и мантийно-коровых, V — высокодифференцированных коровых анатектических; Ilm — ильменитовых и Mt — магнетитовых серий гранитоидов; см. услов. обозн. к рис. 1



**Рис. 4. Диаграмма f—al—OH/F для биотитов гранитоидов:**

поля диаграммы [4]: M — мантийные срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов (в составе офиолитовых комплексов); I — мантийно-коровые островных дуг, трансформных, активных континентальных окраин, коллизионных обстановок; S — коровые и мантийно-коровые коллизионных обстановок и комплексов метаморфических ядер; Sh — шошонитовый тип гранитоидов постколлизионных обстановок, инициированных плюмтектоникой; A — мантийно-коровые и мантийные анорогенных обстановок (внутриконтинентальных рифтов, горячих точек, мантийных плюмажей); см. услов. обозн. к рис. 1

действию тепла и флюидов подкорового происхождения.

А.И.Гусев [4] предложил трехкомпонентную диаграмму, на которой выделены поля основных петротипов гранитоидов (рис. 4). Нанесенные на эту диаграмму ранние генерации биотитов мантийных и корово-мантийных гранитоидов Верхояно-Колымской орогенной области отвечают таковым гранитоидам срединно-океанического хребта и офиолитовых комплексов, что не соответствует их установленной тектонической позиции. Для сравнения на все приведенные диаграммы нанесены также точки составов биотитов синколлизонных коровых гранитов S-типа Иньяли-Дебинского мегасинклиория. Они отличаются от биотитов S-гранитов Момо-Полоусной зоны повышенной глиноземистостью и фтористостью и на диаграмме А.И.Гусева занимают поля составов биотитов анорогенных мантийно-коровых (А-тип) гранитов и постколлизонных гранитов шошонитового ряда (Sh-тип). Можно полагать, что такие противоречия обусловлены различиями в составе кристаллического фундамента, в пределах которого зарождались материнские магматические очаги. Следовательно, построение общих для всех структурно-тектонических зон диаграмм составов биотитов нецелесообразно.

Таким образом, для конкретной тектономагматической зоны по составу биотитов четко различаются гранитоиды мантийного и корово-мантийного происхождения, с одной стороны, и корового — с другой. Для расчленения гранитоидов в пределах этих групп необходимо применять весь комплекс минералогических и петрологических параметров.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. — М.: Недра, 1986.
2. Волкова Е.В., Сырицо Л.Ф. Состав биотитов и типизация мезозойских интрузивных комплексов Восточного Забайкалья в эволюционном ряду развития континентальной коры // Типоморфизм минералов. Материалы IV международного симпозиума «Минералогические музеи». — С-Пб, 2002. С. 12—14.
3. Горячев Н.А. Геология мезозойских золотокварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. — Магадан, 1998.
4. Гусев А.И. Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания. 2009. № 4. С. 54—57.
5. Иванов В.С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах на примере Западно- и Восточно-Иультинского интрузивов Центральной Чукотки // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1970. № 7. С. 5—20.
6. Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. — М.: Наука, 1958. С. 169—240.
7. Некрасов И.Я. Геохимия олова и рудных элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. — М.: Наука, 1966.

8. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988.
9. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
10. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. — Л.: Наука, 1981. С. 73—83.
11. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Состав и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр. Полоусного (Северный батолитовый пояс Верхояно-Колымских мезозойд) // Тихоокеанская геология. 2002. № 5. С. 15—27.
12. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Петрология и рудоносность гранитоидов Главного батолитового пояса Верхояно-Колымской орогенной области // Тихоокеанский Рудный Пояс: материалы новых исследований (к столетию Е.А.Радкевич). — Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 210—227.
13. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И. Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2008. № 5. Стр. 99—109.
14. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Иванов А.И. Магматизм Тас-Хаяхского горст-антиклинария. — Якутск: Изд-во ЯГУ, 2009.
15. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. — М.: Наука, 1987.
16. Brimhall G.H., Crerar D.A. Ore fluids: Magmatic to supergene. In: *Interdisciplinary modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy. Michigan. 1987. Vol. 17. Pp. 235—321.*
17. Foster M. Interpretation of the composition of trioctahedral micas // U.S. Geol. Prof. Paper. 1960. Vol. 354. Pp. 301—314.
18. Trunilina V.A. Geodynamic position, genesis and criteria for ore content of tin-bearing granitoids from the Yana-Kolyma region // *Metallogeny of collisional orogens. Czech. Geological Survey. Prague. 1994. Pp. 430—434.*
19. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral. 1985. № 9. Pp. 1228—1272.*

УДК 552.321.1 (571.56)

А.И.Зайцев, А.Г.Бахарев, 2010

## Экстенсивные параметры формирования олово-вольфрамоносных лейкогранитов штока Аляски (Северо-Восток России)

А.И.ЗАЙЦЕВ, А.Г.БАХАРЕВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru)

Рассмотрены экстенсивные параметры формирования на примере рудоносных гранитов штока Аляски. Показано, что образование пород штока происходило при длительной температурной эволюции гранитного расплава, в процессе которой в нем повышались содержания  $H_2O$ , F и создавались окислительные условия. Прогрессивная кристаллизация магмы продуцировала насыщение водой и летучими компонентами контактовых и купольных частей магматической камеры. Возникновение суперкритического флюида привело к широкому проявлению постсолидусных преобразований минералов и при охлаждении ниже критических  $P$ - $T$  условий — формированию гидротермальных растворов с образованием в пределах плутона Sn-W рудопроявлений.

**Ключевые слова:** граниты, температура, давление, фугитивность кислорода и воды.

## Extensive options forming Sn-W leucogranites Alaskite stock (Northeast Russia)

A.I.ZAITSEV, A.G.BAHAREV

For example, ore-bearing granites Alaskite stock reviewed extensive parameters of their formation. It is shown that the formation of rocks stock occurred during long-term temperature evolution of granitic melt. In the course of its evolution it increases the content of  $H_2O$ , F and oxidizing conditions. The progressive crystallization of magma produced the saturation of water and volatile components of contact and dome parts of magmatic chamber. The appearance of supercritical fluid led to widespread manifestation postsolidus transformation of minerals and when cooled below the critical  $P$ - $T$  conditions — formation of hydrothermal fluids from the formation within the stock Sn-W ore.

**Key words:** granite, temperature, pressure, oxygen fugacity and water.

Одна из важных проблем петрологии гранитов — выявление связи с ними оруденения и установление критериев и параметров их рудоносности. Идеальное решение этой задачи — сравнение основных характеристик становления рудоносных и нерудоносных плуто-

нов одной формационной принадлежности в пределах одного района. Важными параметрами формирования магматических тел являются температура, давление, фугитивность кислорода, содержание воды и летучих в магме и их эволюция в процессе становления магмати-

ческой системы. На примере штока Аляскитовый, вмещающего одноименное Sn-W месторождение, рассмотрены основные экстенсивные параметры формирования гранитов и их эволюция, приводящая к образованию рудных проявлений.

**Геология и вещественный состав пород штока.**  
**Геологическое строение.** Шток Аляскитовый (0,6 км<sup>2</sup>) расположен на левобережье р.Эльга левого притока р.Индигирка (64 45 с.ш., 144 13 в.д.), локализован в пределах Нера-Омчугского антиклинория Кулар-Нерского турбидитового террейна вблизи зоны Адыча-Тарынского разлома, отделяющего его от Верхоянского складчато-надвигового пояса [6]. Шток имеет форму эллипсоида, слегка вытянутого в северо-западном направлении согласно с простиранием складчатых структур региона, и прорывает песчано-глинистые отложения норийского яруса. Плоскость контакта падает под вмещающие осадочные породы под углом 20—54°. В экзоконтактовой зоне (1—2 км) отмечается последовательная смена от контакта фаций роговиков турмалин-слюдистых кордиерит-биотитовыми и биотитовыми.

Шток сложен крупно- и среднезернистыми, участками мелкозернистыми порфировидными двуслюдяными лейкогранитами с постепенными взаимопереходами. Лейкограниты и вмещающие ороговикованные породы пересекаются редкими дайками слабо порфировидных мелкозернистых лейкогранитов и жилами аплитов. Изохронный Rb-Sr возраст лейкогранитов равен 98 млн.лет ( $I_0$  0,7099). По петрохимическим диаграммам для экспериментальных расплавов [32] устанавливается, что протолитами для гранитной магмы являлись метаграувакки и пелиты. Модельный Sm-Nd возраст протолита гранитов 1248 млн.лет с величиной ( $Nd$ ) 3,99, указывающей на их коровый генезис.

**Петрографическая характеристика пород.** Для гранитов характерна гипидиоморфнозернистая структура, в матриксе мелкозернистых лейкогранитов отмечаются аллотриаморфнозернистая, аплитовая, участками напоминающая торцовую. Вкрапленники представлены в основном призматическими кристаллами калинатрового полевого шпата размером до 3 2,5 см и в ряде случаев до 5 6 см и изометричными зернами дымчатого кварца до 1,2 см. Граниты сложены (в %): плагиоклазом 26,1—35,5; калинатровым полевым шпатом 31,2—32,8; кварцем 26,5—28,3; биотитом 1,2—5,5; мусковитом 3,6—4,7; андалузитом 0,7—1,2. Акцессорные минералы (в г/т): ильменит 10—50, циркон 10—50, апатит 10—200, анатаз — единичные зерна — 50, турмалин до 1000, флюорит — единичные зерна — 10, пирит — единичные зерна — 10, арсенопирит — единичные зерна — 10; отмечены гранат, монацит, касситерит, молибденит, антимонит.

Плагиоклаз вкрапленников имеет зональное строение, изменяясь от ядра к периферии  $An_{20-27}$

$An_{15-18}$   $An_{12}$   $An_{5-8}$ . Калинатровый полевой шпат вкрапленников и ксероморфных зерен основной массы по оптическим свойствам относится к промежуточному триклинному ортоклазу. Кварц во вкрапленниках образует округлые и в основной массе ксероморфные зерна. Кварц часто врастает в зерна полевого шпата, а иногда содержит включения полевых шпатов, биотита и мусковита. Биотит в крупных пластинках плеохроирует от бурого до светло-коричневого цвета; включен в средние и краевые зоны плагиоклаза. В основной массе лейкогранитов постоянно отмечаются двуслюдяные парагенезисы. Мусковит нередко по краям замещает биотит, иногда с ним срастается, образует псевдоморфозы по андалузиту, выполняет трещинки совместно с бурым турмалином в калишпате, а также формирует многочисленную сыпь совместно с мелкозернистым кварцем в участках грейзенизации. Короткопризматические кристаллы андалузита, с плеохроизмом от бесцветного до розовых цветов обычно окружены оболочкой серицита.

Мелкозернистые лейкограниты и аплиты жильной фации не содержат биотита и сложены (в %): незональным альбитом 21—26, калишпатом (C:Ng, 2V 75—79°) 34—36, кварцем 31—33 и мусковитом 4—6. Присутствует турмалин и флюорит.

**Химический состав породобразующих минералов** приведен в таблицах 1 и 2. Особенностью плагиоклазов штока является высокое содержание  $K_2O$  (1,92—2,62%), что свойственно плагиоклазам гипабиссальных гранитов [7].

Калишпат вкрапленников крупно- и среднезернистых лейкогранитов характеризуется повышенной упорядоченностью ( $Z$  0,75). В валовом составе калишпата концентрация Ba 200—250 г/т, как и Sr 36—77 г/т невысокая. Содержание Rb 364—846 г/т в 1,5—3 раза больше Ba, но также невысокое для подобных пород. Эти данные могут свидетельствовать о том, что шток Аляскитовый формировался в гипабиссальной фации глубинности, температура, скорость кристаллизации и охлаждения были сравнительно невысокими, что определялось в основном высокой ролью летучих компонентов [1, 2].

Слюды представлены биотитом и фенгит-мусковитом. Биотит из крупно- и среднезернистых порфировидных двуслюдяных лейкогранитов имеет сравнительно низкую общую железистость ( $f$  70,2—70,4%), глиноземистость ( $K_{al}$  0,25) и щелочность ( $K_a$  0,54). Вместе с этим он содержит повышенное количество F 2,73—3,43%. По-видимому, вся светлая слюда вторична и образуется в процессе грейзенизации, но не исключается возможность присутствия и первичной. Все проанализированные светлые слюды (см. табл. 2) имеют почти одинаковую глиноземистость (0,42—0,46) и щелочность (0,35—0,38). В дифференцированном ряду пород: от крупно- и среднезернистых лейкогранитов к аплитам железистость



# 1. Химический состав полевых шпатов гранитов штока Аляскитовый

| Компоненты                     | 5-Н-86  | 15-П-78 |         | 30-П-78 |         | 13-П-78 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
|                                | КПШ     | Пл      | КПШ     | Пл      | КПШ     | КПШ     |
| SiO <sub>2</sub>               | 64,36   | 66,60   | 65,00   | 64,99   | 65,60   | 65,03   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,06    | 0,01    | 0,02    | 0,01    | 0,01    | 0,03    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,80   | 21,00   | 19,20   | 21,21   | 19,00   | 19,01   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,12    | 0,27    | 0,08    | 0,35    | 0,18    | 0,08    |
| MgO                            | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,08    | Не обн. | Не обн. |
| CaO                            | 0,24    | 0,48    | 0,28    | 0,42    | 0,28    | 0,10    |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,49    | 9,10    | 3,28    | 9,72    | 2,75    | 0,98    |
| K <sub>2</sub> O               | 10,94   | 2,62    | 11,61   | 1,92    | 11,87   | 14,47   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,45    | 0,13    | 0,05    | Не обн. | 0,10    | 0,15    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10    | 0,17    | 0,26    | 0,45    | 0,31    | 0,06    |
| Li <sub>2</sub> O              | Не опр. | 0,004   | 0,001   | 0,015   | 0,002   | 0,002   |
| Rb <sub>2</sub> O              | 0,04    | 0,061   | 0,079   | 0,014   | 0,093   | 0,09    |
| F                              | Не опр. | 0,07    | 0,04    | 0,23    | 0,05    | 0,03    |
| Сумма                          | 99,70   | 100,49  | 99,88   | 99,31   | 100,22  | 100,02  |
| п.п.п.                         | —       | 0,03    | 0,02    | 0,10    | 0,02    | 0,01    |
| Ab                             | 0,3225  | 0,8206  | 0,2961  | 0,8666  | 0,2565  | 0,0927  |
| An                             | 0,0122  | 0,0240  | 0,0140  | 0,0207  | 0,0145  | 0,0053  |
| Ort                            | 0,6653  | 0,1554  | 0,6899  | 0,1126  | 0,7290  | 0,9019  |
| Ba                             | —       | —       | 200     | —       | 240     | 250     |
| Sr                             | —       | —       | 77      | —       | 36      | 38      |

*Примечание.* В табл. 1 и далее порфировидные лейкограниты: 1-Н, 15-Н, 5-Н, 15-П — крупно- и среднезернистые; 2/1-Н, 30-П, 10-Н — мелкозернистые; 13-П — аплитовидные граниты; 5/1-Н — аплитовидный гранит, дайка; 3-Н — аплит; 3/2-Н, 12/1-Н6, 11/1-Н — кварц-мусковитовые гнейзы; 14/-Н — кварц-мусковитовый метасоматит в зале банде кварцевой жилы; 17/4-Н — грейзенизированный лейкогранит гранит. Химические анализы полевых шпатов выполнены методом мокрой химии в ИГАБМ СО РАН, аналитиками Д.А.Кулагиной, Э.Е.Сабардаховой.

фенгит-мусковита закономерно увеличивается от 49,7 до 73,6%.

**Петрохимические и геохимические особенности пород.** Результаты химического и спектрального анализов пород штока Аляскитовый приведены в табл. 3. На классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O K<sub>2</sub>O) точки составов гранитов локализуются в полях нормальной щелочности и субщелочных лейкогранитов с тенденцией уменьшения содержания щелочей по мере увеличения кремнекислотности пород. Калий в лейкогранитах преобладает над натрием (1,28—1,75) Индекс агпаитности изменяется от 0,68 до 0,80. Слабо выраженная отрицательная корреляция с SiO<sub>2</sub> отмечается для Na<sub>2</sub>O и F. На диаграмме соотношения коэффициента глиноземистости (Al—2Ca)/(Na K) и содержания SiO<sub>2</sub> фигуративные точки состава лейкогранитов концентрируются в

поле гранитоидов высокоглиноземистого петрохимического типа [8].

В лейкогранитах проявлены процессы грейзенизации с формированием участками кварц-мусковитовых грейзенов. Они характеризуются предельно низкими содержаниями Na<sub>2</sub>O 0,01%, но высокими F 0,82—1,45%, Li<sub>2</sub>O 0,097—0,120% и Rb<sub>2</sub>O 0,11—0,13%. Во всех породах штока присутствуют высокоглиноземистые минералы, такие как андалузит и мусковит. Содержания их в дифференцированном ряду пород от крупно- и среднезернистых к мелкозернистым лейкогранитам увеличиваются, соответственно, от 0,7 до 12 и от 3,6 до 4,7%. В соответствие с этим в породах увеличивается количество нормативного корунда от 1,5 до 5,1%, с максимальным его содержанием в кварц-мусковитовых грейзенах 8,7—9,1%.

## 2. Химический состав биотитов и светлых слюд в породах штока Аляскитовый

| Компоненты                     | Биотиты |         | Светлые слюды |         |         |         |           |           |
|--------------------------------|---------|---------|---------------|---------|---------|---------|-----------|-----------|
|                                | 15-Н-86 | 5-Н-86  | 5-Н-86        | 15-П-78 | 30-П-78 | 13-П-78 | 11/1-Н-86 | 14/1-Н-86 |
| SiO <sub>2</sub>               | 34,34   | 34,44   | 44,19         | 46,03   | 46,02   | 50,11   | 46,77     | 44,32     |
| TiO <sub>2</sub>               | 3,87    | 4,11    | 0,50          | 0,44    | 0,23    | 0,32    | 0,44      | 0,41      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,78   | 18,53   | 34,60         | 34,50   | 35,20   | 32,18   | 32,01     | 31,77     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,52    | 11,01   | 0,50          | 0,97    | 1,18    | 0,45    | 0,23      | 1,49      |
| FeO                            | 13,36   | 9,82    | 1,75          | 1,60    | 1,66    | 2,08    | 2,63      | 1,70      |
| MnO                            | 0,38    | 0,31    | 0,05          | 0,03    | 0,03    | 0,07    | 0,09      | 0,12      |
| MgO                            | 4,97    | 5,42    | 1,25          | 1,34    | 0,67    | 0,50    | 0,96      | 0,94      |
| CaO                            | 0,90    | 0,36    | He обн.       | He обн. | 0,20    | 0,31    | 0,06      | 0,06      |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,32    | 0,38    | 0,88          | 0,53    | 0,54    | 0,64    | 0,57      | 0,45      |
| K <sub>2</sub> O               | 8,46    | 8,77    | 9,53          | 11,05   | 10,58   | 10,02   | 10,54     | 9,67      |
| H <sub>2</sub> O               | 3,50    | 4,60    | 5,09          | 2,56    | 2,67    | 1,95    | 3,69      | 7,10      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,56    | 0,46    | 0,14          | 0,04    | 0,04    | 0,04    | 0,10      | 0,16      |
| Li <sub>2</sub> O              | He опр. | He опр. | He опр.       | 0,221   | 0,150   | 0,221   | He опр.   | He опр.   |
| Rb <sub>2</sub> O              | 0,150   | 0,150   | 0,168         | 0,131   | 0,160   | 0,120   | 0,190     | 0,180     |
| F                              | 3,43    | 2,73    | 2,21          | 1,71    | 1,30    | 2,06    | 2,60      | 2,24      |
| Сумма                          | 99,10   | 99,94   | 100,03        | 100,44  | 99,76   | 100,02  | 99,79     | 99,67     |
| п.п.п.                         | 1,44    | 1,15    | 0,93          | 0,72    | 0,55    | 0,87    | 1,09      | 0,94      |

Число рассчитанных катионов на основе 22 анионов

|                 |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si              | 5,164 | 5,087 | 5,855 | 5,904 | 6,119 | 6,653 | 6,132 | 5,991 |
| Al <sup>4</sup> | 2,836 | 2,913 | 2,150 | 2,096 | 1,881 | 1,347 | 1,868 | 2,009 |
| Al <sup>6</sup> | 0,314 | 0,191 | 3,257 | 3,119 | 3,634 | 3,687 | 3,077 | 3,053 |
| Ti              | 0,438 | 0,431 | 0,050 | 0,042 | 0,023 | 0,032 | 0,043 | 0,042 |
| Fe <sup>3</sup> | 0,964 | 0,950 | 0,050 | 0,094 | 0,118 | 0,045 | 0,023 | 0,152 |
| Fe <sup>2</sup> | 1,680 | 1,655 | 0,194 | 0,172 | 0,185 | 0,231 | 0,288 | 0,192 |
| Mn              | 0,048 | 0,048 | 0,006 | 0,003 | 0,003 | 0,008 | 0,010 | 0,014 |
| Mg              | 1,114 | 1,097 | 0,247 | 0,256 | 0,133 | 0,099 | 0,188 | 0,189 |
| Li              | —     | —     | —     | 0,056 | 0,038 | 0,056 | —     | —     |
| Ca              | 0,145 | 0,143 | 0,000 | 0,000 | 0,028 | 0,044 | 0,008 | 0,009 |
| Na              | 0,093 | 0,092 | 0,226 | 0,132 | 0,139 | 0,165 | 0,145 | 0,118 |
| K               | 1,623 | 1,611 | 1,808 | 1,808 | 1,794 | 1,697 | 1,763 | 1,667 |
| Rb              | 0,008 | 0,014 | 0,014 | 0,011 | 0,014 | 0,010 | 0,016 | 0,016 |
| ОН              | 2,368 | 3,067 | 3,463 | 3,306 | 3,453 | 3,135 | 3,374 | 3,444 |
| F               | 1,632 | 0,933 | 0,537 | 0,694 | 0,547 | 0,865 | 0,626 | 0,556 |
| K <sub>al</sub> | 0,25  | 0,25  | 0,46  | 0,45  | 0,46  | 0,42  | 0,42  | 0,44  |
| f               | 70,20 | 70,40 | 49,70 | 51,00 | 69,50 | 73,60 | 62,30 | 64,50 |
| K <sub>a</sub>  | 0,54  | 0,55  | 0,38  | 0,37  | 0,35  | 0,37  | 0,39  | 0,35  |

Примечание. Химические анализы выполнены в ИГАБМ Д.А.Кулагиной, Э.Е.Сабардаховой. В табл. 2 и далее: K<sub>al</sub> Al/(Al Mg Fe Si) — глинозёмистость, f Fe/(Fe Mg) — общая железистость, K<sub>a</sub> (Na K)/Al — щелочность.

### 3. Содержание петрогенных (в %) и редких (в г/г) элементов в представительных образцах пород штока Аляскитовый

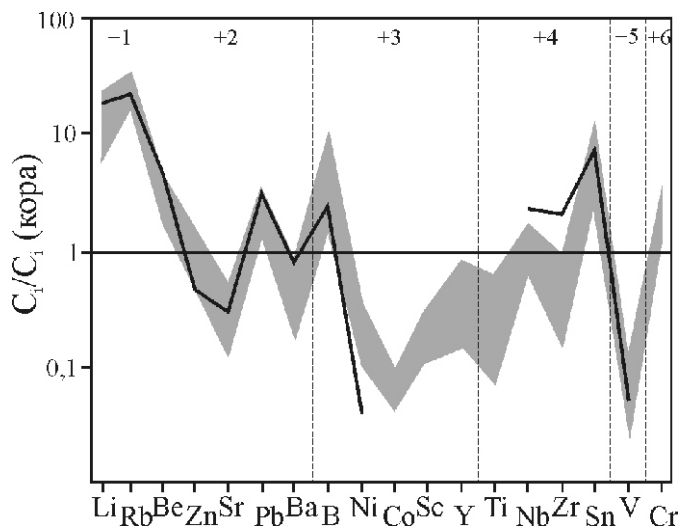
| Компоненты                     | 15-Н    | 1-Н    | 10-Н    | 17/4-Н | 2/1-Н  | 5/1-Н  | 3-Н   | 12/1-Н | 3/2-Н  |
|--------------------------------|---------|--------|---------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 73,18   | 74,37  | 74,38   | 75,06  | 77,69  | 75,65  | 75,13 | 74,58  | 77,93  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,20    | 0,24   | 0,17    | 0,10   | 0,10   | 0,05   | 0,08  | 0,13   | 0,20   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,74   | 13,87  | 14,38   | 14,37  | 12,88  | 14,28  | 14,14 | 13,57  | 13,38  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,19    | 0,22   | 0,31    | 0,73   | 0,20   | 0,59   | 0,27  | 2,00   | 0,59   |
| FeO                            | 1,46    | 1,43   | 1,01    | 0,43   | 0,85   | 0,01   | 0,71  | 2,01   | 0,99   |
| MnO                            | 0,04    | 0,03   | 0,04    | 0,04   | 0,03   | 0,03   | 0,05  | 0,09   | 0,08   |
| MgO                            | 0,44    | 0,41   | 0,20    | 0,16   | 0,10   | 0,09   | 0,09  | 0,04   | 0,16   |
| CaO                            | 1,04    | 0,64   | 0,46    | 0,23   | 0,27   | 0,05   | 0,17  | 0,25   | 0,28   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,49    | 3,32   | 3,37    | 3,43   | 2,45   | 2,34   | 2,86  | 0,01   | 0,01   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,92    | 4,40   | 4,69    | 4,38   | 4,29   | 6,19   | 4,45  | 4,64   | 4,47   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,38    | 0,60   | 0,17    | 0,51   | 0,50   | 0,26   | 0,81  | 0,66   | 0,49   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,32    | 0,27   | 0,27    | 0,31   | 0,26   | 0,26   | 0,34  | 0,24   | 0,47   |
| Li <sub>2</sub> O              | 0,048   | 0,036  | 0,046   | 0,016  | 0,061  | 0,029  | 0,056 | 0,097  | 0,120  |
| Rb <sub>2</sub> O              | 0,070   | 0,074  | 0,084   | 0,069  | 0,092  | 0,110  | 0,103 | 0,110  | 0,130  |
| F                              | 0,42    | 0,21   | 0,52    | 0,10   | 0,32   | 0,21   | 0,32  | 1,45   | 0,82   |
| Сумма                          | 99,94   | 100,12 | 100,10  | 99,94  | 100,09 | 100,15 | 99,58 | 99,09  | 100,12 |
| K <sub>al</sub>                | 1,07    | 1,24   | 1,28    | 1,38   | 1,46   | 1,38   | 1,50  | —      | —      |
| f                              | 66,70   | 69,70  | 78,20   | 78,90  | 88,20  | 0,78   | 86,70 | 98,10  | 84,00  |
| K <sub>a</sub>                 | 0,80    | 0,74   | 0,74    | 0,73   | 0,68   | 0,74   | 0,68  | 0,37   | 0,35   |
| B                              | He опр. | 100    | 100     | 13     | 100    | 100    | 100   | 100    | 100    |
| Be                             | He опр. | 19     | 9,7     | 3      | 8      | 3,1    | 5     | 14     | 13     |
| Sr                             | 130     | 110    | 78      | 38     | 35     | 41     | 40    | 17     | 43     |
| Ba                             | 310     | 210    | 120     | 37     | 59     | 120    | 63    | 150    | 140    |
| Sc                             | 7       | 6,3    | 5       | 8,5    | 6      | 3      | 1     | 3,6    | 2,6    |
| V                              | 21      | 32     | 10      | 6,4    | 6,4    | 4      | 6     | 14     | 11     |
| Cr                             | 300     | 580    | 350     | 440    | 540    | 280    | 450   | 820    | 360    |
| Co                             | 2,6     | 3      | 3       | 2,1    | 1,1    | 1,8    | 1,1   | 3      | 1,3    |
| Ni                             | 19      | 30     | 13      | 20     | 23     | 9,1    | 22    | 42     | 15     |
| Cu                             | 6,2     | 8,6    | He опр. | 5,1    | 6,3    | 8,4    | 5,9   | 198    | 73     |
| Zn                             | 63,6    | 80,0   | 150     | 52     | 48     | 36,3   | 49    | 1383   | 136    |
| Y                              | 3,8     | 16     | 9,1     | 4,5    | 4,6    | 2,7    | 3,8   | 4,4    | 5,8    |
| Nb                             | 5,2     | 14     | 13      | 19     | 15     | 6,8    | 9,1   | 11     | 17     |
| Zr                             | 1,7     | 92     | 29      | 12     | 22     | 5,6    | 9,1   | 25     | 40     |
| Sn                             | 4,4     | 9,9    | 16      | 6,4    | 28     | 43     | 25    | 111    | 100    |
| Pb                             | 19,0    | 31     | 25      | 10     | 18     | 15     | 13    | 28     | 11     |
| K/Rb                           | 63,7    | 53,9   | 50,7    | 57,6   | 42,3   | 50,4   | 39,2  | 38,3   | 31,2   |
| Ba/Rb                          | 0,48    | 0,31   | 0,16    | 0,06   | 0,07   | 0,12   | 0,07  | 0,15   | 0,12   |

*Примечание.* Микроэлементы определялись в ИГАБМ СО РАН атомно-эмиссионным спектральным анализом (PGS-2 МАЭС); аналитики: А.С.Алексеева, О.Д.Замийская и С.Ю.Коркина; K<sub>al</sub> — коэффициент глиноземистости пород рассчитывался в атомных количествах по [8].

На спектрах распределения редких элементов (см. рисунок) видно, что для лейкогранитов в целом характерны пониженные содержания Sr, Ba, Y, Zr и сидерофильных элементов (Ni, Co, Sc, Ti, V) относительно валовой континентальной коры и обогащенность большей частью литофильных элементов (Li, Rb, Be, Pb, B, Nb, Sn). Особо следует отметить отрицательные аномалии Sr, Ba, Co, V, Ti, Zr и положительные Rb, Pb, B, Nb, Sn. Небольшое число анализов позволяет отметить лишь тенденции к накоплению (обеднению) отдельными элементами в процессе дифференциации: так от крупно- и среднезернистых лейкогранитов к мелкозернистым и аплитовидным лейкогранитам увеличиваются содержания только Li, Rb, Nb и Sn, а концентрации остальных компонентов и значения индикаторных (K/Rb, Ba/Rb) убывают.

**Геохимическая типизация пород.** По петрохимическим параметрам лейкограниты штока относятся к S-типу гранитов, а по соотношению петрогенных и редких элементов они соответствуют сильно дифференцированным [14] и рудоносным гранитам [3]. По содержанию щелочей, фтора, редких элементов и величинам индикаторных K/Rb, Ba/Rb (см. табл. 3 и рисунок) сходны с главной фазой плюмазитовых редкометалльных гранитов [5]. На дискриминационной диаграмме  $FeO/(FeO + MgO)$  работы [16] фигуративные точки состава пород локализуются в поле железистых гранитов, которые имеют близкое сходство с относительно высокотемпературными маловодными восстановленными магмами, формирующимися в тектонической обстановке растяжения. Это согласуется с формированием интрузива во время одного из импульсов процесса растяжения земной коры в апт-раннепалеогеновое время в Верхояно-Колымской складчатой области [6].

**Физико-химические условия формирования гранитов штока.** Исследование экстенсивных параметров становления гранитных плутонов несет важную информацию об условиях их формирования и



Распределение микроэлементов в лейкогранитах Аляскитового штока (серое) и в плюмазитовых редкометалльных лейкогранитах главной фазы (черная линия) по работе [5], нормированных к валовой континентальной коре [34]. Элементы упорядочены по степени увеличения заряда и величине ионного радиуса

становления. Для определения  $P$ ,  $T$ ,  $f_{H_2O}$ ,  $f_{HF}$  и  $f_{O_2}$  можно использовать составы полевых шпатов и слюд, а для валовых систем гранитов модели растворимости циркона, апатита, монацита и рутила [18, 26, 31, 36], позволяющие оценивать температуры кристаллизации пород при достижении насыщения их акцессорными минералами.

**Температура формирования пород.** Вероятная температура генерации расплава для гранитов штока по данным эмпирического петрохимического геотермометра [23] изменяется в пределах 860—906 °C (табл. 4). Такие температуры вполне достаточны для плавления акцессорных минералов протолита и полного перехода их элементов в расплав. В этом случае отсутствие реститовых акцессорных фаз обуславливает насыще-

#### 4. Температуры образования и кристаллизации гранитов штока Аляскитовый на основе петрохимических геобарометров

| Температуры насыщения                | Образцы; температуры расплава [23] |          |           |          |           |          |          |           |           |          |
|--------------------------------------|------------------------------------|----------|-----------|----------|-----------|----------|----------|-----------|-----------|----------|
|                                      | 15-Н; 885                          | 1-Н; 906 | 10-Н; 860 | 2/1; 812 | 17/4; 799 | 5/1; 728 | 3-н; 777 | 12/2; 890 | 12/1; 835 | 3/2; 888 |
| Температуры кристаллизации пород, °C |                                    |          |           |          |           |          |          |           |           |          |
| $T_{Zr}$                             | 644                                | 646      | —         | 617      | 627       | 610      | 599      | —         | 660       | —        |
| $T_{REE}$                            | 686                                | 727      | 777       | 659      | 653       | 607      | 649      | —         | 764       | —        |
| $T_{Ti}$                             | 782                                | 803      | 781       | 734      | 734       | 682      | 717      | —         | 754       | 800      |
| $T_{Ap(P)}$                          | 823                                | 606      | 587       | 575      | 540       | 552      | 552      | 597       | 463       | 468      |
| ASI                                  | 1,060                              | 1,218    | 1,255     | 1,330    | 1,405     | 1,342    | 2,470    | 1,280     | 2,470     | 2,494    |

Примечание. Расчет температур проводился по программе GCDkit [21]; температура насыщения  $T_{Zr}$  — цирконием [36];  $T_{REE}$  — ЛРЗЭ монацита [26];  $T_{Ti}$  — рутилом [18];  $T_{Ap(P)}$ , — апатитом [31]; ASI — индекс глиноземистости гранитоидов.



ние кристаллизующихся пород при температуре близкой к реальной в зависимости от состава расплава и уровня концентрации соответствующих элементов. Для доминирующих менее фракционированных гранитов (крупнозернистые и среднезернистые порфировидные граниты) наиболее высокие температуры кристаллизации получены по термометру титанового насыщения (803—781 °C), что характеризует более раннее образование титаносодержащих фаз. Последующее понижение температуры расплава приводит к формированию фаз, содержащих РЗЭ (777—686 °C), Zr (646—644 °C). Большой разброс значений температур (823—463 °C) по апатитовому геотермометру (см. табл. 4) обусловлен наличием нескольких генераций апатита, формирующегося на ранних и более поздних этапах эволюции расплава, в связи с изменением состава расплава и увеличением его глиноземистости (ASI 1,06—2,49) [31].

**Температура формирования минералов.** Биотит — один из ранних минералов гранитов, формируется после кристаллизации ядерной части плагиоклаза (An<sub>20—27</sub>). Температуры кристаллизации биотитов 693—691 °C (табл. 5). Для приближенной оценки температур кристаллизации плагиоклазов мы использо-

вали зависимость количества анортитового компонента в минерале от температуры его кристаллизации [32]. Для плагиоклаза зональных кристаллов температура кристаллизации ядра составляет 780—700 °C, средних зон — 660—650 °C и периферических — ниже 600 °C. Для расчета температуры на сольвусе, при котором полевые шпаты имели последнее уравнивание, были использованы пары плагиоклаз — калишпат (см. табл. 1). Значения температур, полученные по различным альбитовым и когерентным двуполевошпатовым геотермометрам (табл. 6), с учетом возможного давления их формирования, показывают, что их величины (в целом около 600 °C и менее) ниже, чем получается по петрохимическим и Ti-биотитовому геотермометрам и, вероятно, обусловлены их постсолидусным переравновесием или температурной эволюцией расплава. Разброс значений температур, полученных по альбитовым, ортоклазовым и анортитовым термометрам в пределах когерентной двуполевошпатовой модели (см. табл. 6) может свидетельствовать о неравновесных условиях формирования полевых шпатов в процессе эволюции магмы. Температуры формирования мусковитов (638—573 °C) ниже, чем биотитов и ле-

##### 5. Температуры кристаллизации слюд из гранитов штока Аляскитовый

| Компоненты | Биотиты |      | Мусковиты |      |      |      |      |      |      |
|------------|---------|------|-----------|------|------|------|------|------|------|
|            | 15-Н    | 5-Н  | 15-Н      | 5-Н  | 15-П | 30-П | 13-П | 11/1 | 14/1 |
| F, %       | 1,99    | 1,55 | 2,21      | 1,28 | 1,71 | 1,30 | 2,06 | 1,51 | 1,30 |
| F/(F+OH)   | 0,39    | 0,18 | 0,24      | 0,14 | 0,18 | 0,28 | 0,21 | 0,16 | 0,14 |
| T, °C      | 693     | 691  | 638       | 543  | 587  | 610  | 618  | 568  | 547  |

*Примечание.* Температуры биотитов оценены по титан-биотитовому геотермометру [19], а мусковитов — по F-OH обменной модели [29].

##### 6. Температуры кристаллизации гранитов штока Аляскитовый по двуполевошпатовым термометрам

| Образец | P, МПа | SolvCalk |     |     | HS  |     |
|---------|--------|----------|-----|-----|-----|-----|
|         |        | Ab       | Ort | An  | Ab  | Ab  |
| 15-п    | 50     | 567      | 612 | 612 | 600 | 575 |
|         | 100    | 568      | 606 | 606 | 606 | 602 |
|         | 200    | 582      | 616 | 616 | 619 | 614 |
|         | 300    | 600      | 634 | 600 | 631 | 627 |
| 30-п    | 50     | 545      | 606 | 606 | 530 | 548 |
|         | 100    | 552      | 584 | 583 | 536 | 554 |
|         | 200    | 552      | 608 | 608 | 548 | 566 |
|         | 300    | 545      | 594 | 594 | 560 | 578 |

*Примечание.* SolvCalk — когерентный двуполевошпатовый термометр [38] с использованием модели растворения L.T.Elkins, T.I.Grove [15]; HS — альбитовый геотермометр Г.Хаселтона и др. и St — Дж.Стормера [17].

жат в интервале значений полученных для полевых шпатов (см. табл. 5).

**Давление формирования пород и парциальное давление кислорода и воды.** Давление при кристаллизации гранитов было оценено по Al-биотитовому геобарометру [35]. Для биотитов из образцов 15-Н и 5-Н оно отвечает 339 и 288 МПа, соответственно.

Эксперименты при температуре 650 С показывают, что стабильность мусковита зависит также от давления и при  $P$  100 МПа мусковит в системе отсутствует [24]. Наличие мусковита определяет самый низкий предел давления при кристаллизации гранитов. Однако петрографические исследования пород показывают, что мусковит в гранитах штока в большей мере представлен вторичными метасоматическими разностями. Низкое содержание титана и селадонитового компонента (4,85—10,14%) в мусковите также характеризует их как вторичные, а не магматические мусковиты [9]. В этом случае мусковит не может быть использован как относительный индикатор нижнего предела давления при кристаллизации гранитов.

Оценка парциального давления кислорода ( $f_{O_2}$ ) по составу биотита для гранитов массива затруднена из-за отсутствия в минеральном парагенезисе пород магнетита, что может свидетельствовать об изначально низкой степени окисленности расплава. В то же время при расчете нормативного состава (GIPW) пород регулярно отмечается магнетит 0,29—2,9%, при отношении ильменита к магнетиту 0,085—1,64. Условно это позволяет оценить  $f_{O_2}$  по биотитам [39], используя программу MICA [39]. Биотиты из гранитов (образцы 15-Н и 5-Н) имеют одинаковые и низкие величины  $\log f_{O_2}$  17,48 и 17,47, и температуры 486 и 489 С, соответственно. Величины температур значительно ниже, чем температуры их кристаллизации и предполагают, что эти значения фугитивности кислорода биотитов, вероятно, отвечают этапу их пост-солидусного переравновесия. Для оценки  $f_{O_2}$  использована так же экспериментальная зависимость величины этого параметра от температуры, соотношения  $Fe^2/Fe^3$  и состава расплава [22]. Совместное решение данных  $f_{O_2}$ — $T$ , полученных при расчете фугитивности кислорода по биотиту и породе [11] из общего образца, позволяет определить температуру кристаллизации биотита и расплава и фугитивность в нем кислорода на момент кристаллизации.

Для образца 15-Н зависимость  $f_{O_2}$  гранитов от температуры определяется уравнением:

$$\log f_{O_2} = 152,875 - 20,4818 \ln T (r = 0,999),$$

а для биотита:

$$\log f_{O_2} = 78,3399 - 8,9960 \ln T (r = 0,9998).$$

Совместное решение этих уравнений оценивает температуру кристаллизации образца при 658 С, и близко к значению этого параметра, рассчитанному по

Ti-биотитовому геотермометру (693 С). Первичная величина  $\log f_{O_2}$  в породе равна 1,996 МПа, что отвечает парциальному давлению кислорода, ниже Ni-NiO буфера (Ni-NiO 2,54). В процессе эволюции гранитного расплава при становлении штока Аляскитовый фугитивность кислорода увеличивается от восстановительных условий (крупнозернистые порфириовидные граниты — Ni-NiO 2,54 при 658 С) до более окислительных условий (аплиты — Ni-NiO 0,41, пегматиты — Ni-NiO 0,11 при 500 С). В грейзенах величина Ni-NiO достигает 2,73, что указывает на их формирование в условиях гематит-магнетитового буфера (табл. 7).

Летучие элементы, такие как F и Cl играют важную роль в изучении возможности минерализации. Эксперименты [24] показывают, что при содержании F в гранитной системе порядка 1,13% биотит здесь является единственной фторсодержащей фазой, а мусковит отсутствует и появляется лишь при содержании F 2,12%. При содержании F 3,1% появляется топаз. Эти данные ограничивают содержания F в гранитной системе штока Аляскитовый в интервале 2—2,5%.

На основе экспериментальных данных Д.Муноз [28] рассмотрел ряд зависимостей, позволяющих по составу слюд оценивать значения фугитивности  $H_2O$ ,  $H_2O$  и соотношение  $f_{H_2O} / f_{HF}$  в газовой фазе над расплавом, а также величину IV(F) (величина относительной фугитивности F во флюиде к составу флюида), которая характеризует степень обогащения системы F. Низкое значение параметра IV(F) связано с повышенной степенью обогащения F. Полученные результаты расчетов этих параметров (табл. 8) предполагают состав растворов в равновесии со слюдами [28]. Учитывая некоторую неопределенность температурных оценок формирования гранитов, значения соотношения  $f_{H_2O} / f_{HF}$  ( $\log(f_{H_2O} / f_{HF})$ ) рассчитывались при разных температурах. Следует отметить, что биотиты и мусковиты по данному параметру имеют близкие значения несмотря на значительную вариацию. Кроме того, расчеты показывают, что с понижением температуры фугитивность  $H_2O$  относительно F должна повышаться. Отсутствие корреляции между значениями  $\log(X_F / X_{OH})$  и Mg# свидетельствует о неравновесных и различных условиях формирования слюд при значительной роли флюида [10]. Параметр IV(F) был предложен к дискриминации гранитоидов с различными типами рудных месторождений [29]. Полученные величины IV(F) для слюд из гранитов штока Аляскитовый лежат в пределах значений, характерных для гранитоидов с олово-вольфрам-бериллиевыми рудопроявлениями (табл. 9).

Очень важный момент — оценка содержания  $H_2O$  в расплаве, так как особенности ее распределения позволяют понять механизм формирования магма-

## 7. Расчет $\text{Log}(f_{\text{O}_2})$ — $T$ зависимости для гранитов штока Аляскитовый

| Образцы | Породы                                    | Температуры, С   |                  |                  |                  |
|---------|-------------------------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
|         |                                           | 970              | 690              | 600              | 500              |
| 15-Н    | Крупнозернистый порфировидный лейкогранит | 12,19<br>( 1,49) | 18,72<br>( 2,19) | 21,70<br>( 2,50) | 25,84<br>( 2,95) |
| 15-Н    | Биотит                                    | 16,68<br>( 5,99) | 19,84<br>( 3,31) | 21,04<br>( 1,84) | 22,61<br>(0,28)  |
| 5-Н     |                                           | 16,63<br>( 5,93) | 20,03<br>( 3,51) | 21,17<br>( 1,97) | 22,79<br>(0,10)  |
| 1-Н     | Среднезернистый порфировидный лейкогранит | 11,66<br>( 7,09) | 18,11<br>( 3,52) | 21,07<br>( 1,88) | 25,16<br>(0,38)  |
| 10-Н    | Мелкозернистый порфировидный лейкогранит  | 10,49<br>( 0,96) | 16,92<br>( 1,58) | 19,91<br>( 1,87) | 24,00<br>( 2,27) |
| 2/1     |                                           | 10,77<br>( 0,07) | 17,18<br>( 0,65) | 20,11<br>( 0,91) | 24,17<br>( 1,28) |
| 3-Н     | Аплит                                     | 9,91<br>(0,79)   | 16,31<br>( 0,22) | 19,24<br>( 0,04) | 23,30<br>( 0,41) |
| 12/2    | Пегматит                                  | 9,71<br>(0,99)   | 16,07<br>(0,46)  | 18,97<br>(0,23)  | 23,00<br>( 0,11) |
| 17/4    | Грейзенизированный лейкогранит            | 7,58<br>(3,12)   | 14,06<br>(2,47)  | 17,02<br>(2,18)  | 21,13<br>(1,76)  |
| 12/1    | Грейзен                                   | 7,33<br>(3,37)   | 13,46<br>(3,07)  | 16,27<br>(2,93)  | 20,16<br>(2,73)  |
| 3/2     |                                           | 8,18<br>(2,52)   | 14,31<br>(2,22)  | 17,11<br>(2,09)  | 20,99<br>(1,90)  |

Примечание. В скобках — значения фугитивности кислорода относительно Ni-NiO буфера ( $\text{Ni-NiO Log } f_{\text{O}_2}$  (образец) —  $\text{Log } f_{\text{O}_2}$  (Ni-NiO)).

тических пород и гидротермальных проявлений. Существующие экспериментальные модели оценки содержания  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве не всегда дают однозначные результаты, но ряд из них позволяет определять некоторые ограничения в этом вопросе. Так, например, порядок кристаллизации минералов в гранитной системе: плагиоклаз биотит калишпат кварц, оценивает содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в магме в интервале 5—7,5%. При содержании  $\text{H}_2\text{O}$  7,5% калишпат кристаллизуется раньше плагиоклаза. Если содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве низкое, то последним кристаллизуется биотит, если высокое — кристаллизация биотита предшествует отложению калишпата [25]. Наличие шпиров пегматитов и редких пегматитов в штоке Аляскитовый предполагает повышенные содержания  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве. Экспериментально показано, что ранние выделения плагиоклаза и биотита требуют концентрации  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве не менее 2,5% [13]. Кроме того, классический биотит бурого цвета нормального плеохроизма в лейкогранитах, очевидно, кристаллизуется при  $T$  несколько меньшей 700 С и  $P$  400 МПа ( $X_{\text{H}_2\text{O}}$  1 во флюидной фазе) [32].

По модели работы [12] при допущении  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$  для образца 15-Н величина  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  равна 167,1 МПа (при  $P_{\text{tot}}$  339 МПа и  $T$  690 С) и для образца 5-Н — 151,3 МПа (при  $P_{\text{tot}}$  288 МПа и  $T$  690 С). Это соответствует содержанию  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве при данных параметрах  $P$ - $T$  5,1 и 4,8%, соответственно [27]. Такое содержание  $\text{H}_2\text{O}$  на момент кристаллизации биотита в среднем около 5%, отвечает нижнему пределу ее содержания в расплаве как следует из порядка кристаллизации минералов в гранитах штока. Вероятно, содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в формирующемся расплаве было ниже и увеличивалось при его относительно длительной эволюции. Содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в исходном расплаве обусловлено спецификой состава протолита для гранитной магмы. Используя различные петрохимические диаграммы для экспериментальных расплавов при частичном плавлении пород разного состава [30] было установлено, что протолитами для гранитной магмы штока Аляскитовый являлись метаграувакки. Дегидратационное плавление этих пород при относительно повышенных температурах формирует маловодные расплавы (содержание  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве не более 2%) при

## 8. Оценка экстенсивных параметров формирования слюд

| Параметры                                            | Образцы |      |        |      |          |      |      |        |          |
|------------------------------------------------------|---------|------|--------|------|----------|------|------|--------|----------|
|                                                      | 15-н    | 5-н  | 5-н    | 15-п | 30-п     | 13-п | 11/1 | 14/1   | 15-н     |
| Mg                                                   | 0,24    | 0,25 | 0,46   | 0,42 | 0,24     | 0,24 | 0,36 | 0,28   | 0,46     |
| $\text{Log}(X_F/X_{OH})$                             | 0,19    | 0,67 | 0,80   | 0,67 | 0,42     | 0,57 | 0,71 | 0,78   | 0,51     |
| $\text{Log}(f_{H_2O} / f_{HF})$<br>$T 690 \text{ C}$ | 3,33    | 3,87 | 3,75   | 3,68 | 3,34     | 3,49 | 3,65 | 3,71   | 3,47     |
| $\text{Log}(f_{H_2O} / f_{HF})$<br>$T 600 \text{ C}$ | 3,61    | 4,09 | 4,00   | 3,89 | 3,60     | 3,75 | 3,91 | 3,97   | 3,73     |
| $\text{Log}(f_{H_2O} / f_{HF})$<br>$T 500 \text{ C}$ | 3,99    | 4,48 | 4,36   | 4,25 | 3,96     | 4,10 | 4,26 | 4,33   | 4,09     |
| $\text{Log}(f_{H_2O} / f_{HF})$<br>$T 400 \text{ C}$ | 4,49    | 4,98 | 4,83   | 4,72 | 4,42     | 4,56 | 4,73 | 4,79   | 4,56     |
| IV (F)                                               | 0,71    | 1,19 | 1,06   | 0,95 | 0,66     | 0,81 | 0,96 | 1,03   | 0,79     |
| Минерал                                              | Биотит  |      | Фенгит |      | Мусковит |      |      | Фенгит | Мусковит |

Примечание. Расчеты проводились по программе MICA+ [39]; Mg — индекс магнезиальности.

## 9. Сопоставление величины IV (F) слюд гранитов Аляскитового штока с таковыми из гранитоидов рудных формаций [28]

| Тип месторождений               | IV(F)     |
|---------------------------------|-----------|
| Медно-порфировые                | 1,5—2,75  |
| Молибдено-порфировые            | 0,25—0,8  |
| Олово-вольфрам-бериллиевые      | 0,8—1,3   |
| Аляскитовое, олово-вольфрамовое | 0,66—1,19 |

давлении в интервале 400—800 МПа [20]. Как уже было сказано, ранние выделения плагиоклаза и биотита требуют содержания  $H_2O$  в расплаве не менее 2,5%. Ликвидусы с содержанием  $H_2O$  6,2% при их прогрессивной кристаллизации обогащаются  $H_2O$  до тех пор, пока не достигнут насыщения при температуре, задаваемой границей их насыщения. Наличие зональных кристаллов плагиоклаза предполагает неравновесные условия кристаллизации, или формирование при фракционной кристаллизации кристалло-ликвидусной смеси и указывает, что эволюция магмы происходила при снижении температуры в значительном интервале температур от 906 до примерно 600 C (т.е. порядка 306 C). Такой большой интервал кристаллизации расплава так же может свидетельствовать о слабой первичной насыщенности его  $H_2O$  [32]. Первыми в расплаве при температуре 800—780 C кристаллизуются титансодержащие фазы, затем ядра плагиоклаза (780—700 C) с последующим выделением биотита 690 C и ранних генераций кварца. Кристаллизация этих минералов

происходила выше кривой солидуса для лейкократовых магм и во время подъема магмы к поверхности ( $P$  288—339 МПа) и на этом этапе содержание  $H_2O$  в расплаве повышалось до 6,5—6,8%. Плагиоклаз промежуточных зон формировался при 660—650 C, а периферийных и основной массы плагиоклаза ( $An_{8-5}$ ) — при  $T$  ниже 600 C и, возможно, в связи с постсолидусными процессами.

Образование рудопроявлений в пределах штока Аляскитовый, вероятно, обусловлено длительностью температурной эволюции гранитного расплава, которая, возможно определяется не только первичным содержанием в нем  $H_2O$ , но, по-видимому и уровнем генерации магмы и эволюцией геотермического градиента в регионе. Для соседнего Колымского региона температурный градиент оценивается 30—50 C/км [4]. При минимальном на период зарождения расплава градиенте 30 C/км и температуре расплава 910 C рассчитанная глубина магнообразования равна 30 км (820 МПа, по методике [33]). Содержание растворенной  $H_2O$  в расплаве на этой глубине и соответствующем давлении составляет примерно 2,5% [20]. Кристаллизация расплава начинается по мере подъема его к поверхности, и биотит кристаллизуется при  $T$  690 C и  $P$  339—288 МПа, т.е. в интервале 10,9—12,8 км [33]. При этих  $P$ - $T$  условиях для биотита температурный градиент в регионе повышается и достигает примерно 60 C/км, а содержание  $H_2O$  в расплаве увеличивается до 6,5%. Последующая эволюция обогащенной  $H_2O$  магмы приводила к резорбции ранних минералов (наличие оплавленного кварца) и способствовала повышению не только активности  $H_2O$ , но и Si. Прогрессивная кристаллизация магм продуциро-



вала насыщение  $H_2O$  контактовых и купольных частей магматической камеры. Увеличение содержания  $H_2O$  в расплаве привело к снижению вязкости и быстрому его подъему и кристаллизации. При этом возникает суперкритический флюид, широко проявляются постсолидусные преобразования минералов и при охлаждении ниже критических  $P$ - $T$  условий формируются гидротермальные растворы с образованием в пределах штока Sn-W рудопроявлений.

Таким образом, полученные данные показывают, что важными критериями рудоносности лейкократовых гранитов штока Аляски являются длительность температурного режима их становления и характер направленности эволюции флюидного и окислительно-восстановительного режима их формирования. Образование Sn-W рудопроявлений в пределах штока при длительной температурной эволюции гранитного расплава связано с повышением в нем содержания воды, фтора и окислительных условий. Дальнейшее изучение безрудных гранитов лейкократовой формации позволит уточнить специфику условий их образования по сравнению с рудоносными гранитами штока Аляски.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афоница Г.Г., Макагон В.М., Шмакин Б.М. Барий и рубидийсодержащие калиевые полевые шпаты. — Новосибирск: Наука, 1978.
- Валуи Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. — М.: Наука, 1979.
- Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометаллических провинций. — М.: Наука, 1985.
- Константинов М.М. Системы рудообразования в земной коре // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2009. № 4. С. 15—22.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических пород. — М.: Наука, 1975.
- Шкодинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
- Anderson J.L., Rowley M.C. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California // Canadian Mineralogist. 1981. Vol. 19. Pp. 83—102.
- Boomtri M., Mizuta T., Ishiyata D., Nakashima K. Fluorine and chlorine in biotite from the Sarnwosar granitic rock, Northeastern Iran // Iran Journal of Science and Technology, Transaction A. 2006. Vol. 30. N A1.
- Burkhard D.J.M. Temperature and redox path of biotite-bearing intrusives: a method of estimation applied to S- and I-type granites from Australia // Earth and Planetary Letters. 1991. Vol. 104. Pp. 89—98.
- Burnham C.W., Holloway J.R., Davis N.V. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10 000 bars // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1969. Vol. 132.
- Clemens J.D., Wall V.J. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas // Canadian Mineralogist. 1981. Vol. 19. Pp. 119—131.
- El Bokseily A.M., El Sokkary A.A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks // Chemical Geology. 1975. Vol. 16. Pp. 207—219.
- Elkins L.T., Grove T.I. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // American Mineralogist. 1990. Vol. 75. № 5—6. Pp. 544—559.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J. and Frost C.D. A Geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. № 11. Pp. 2033—2049.
- Haselton H.T., Hovis G.L., Hemingway B.C., Robie R.A. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry // American Mineralogist. 1983. Vol. 68. Pp. 398—413.
- Hayden L.A., Watson E.B. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 258. № 3—4. Pp. 561—568.
- Henry D.J., Guidotti Ch.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution // American Mineralogist. 2005. Vol. 90. Pp. 316—328.
- Holtz F., Johannes W., Tami N., Behrens H. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // Lithos. 2001. Vol. 56. Pp. 1—14.
- Janousek V. Saturation. R language script for application of accessory mineral saturation models in igneous geochemistry // Geologica Carpathica. 2006. Vol. 57. № 2. Pp. 137—142.
- Jayasuriya K.D., O'Neil H.S.C., Berry A.J., Campbell S.J. A Mossbauer study of the oxidation state of Fe in silicate melts // American Mineralogist. 2004. Vol. 89. Pp. 1597—1609.
- Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids — constraints from  $CaO/Na_2O$ ,  $Al_2O_3/TiO_2$  and accessory mineral saturation thermometry // Eur. J. Mineral. 2007. Vol. 19. № 6. Pp. 859—870.
- Lukkari S., Holtz F. Phase relations of a F-enriched peraluminous granite: an experimental study of the Kymi topaz granite stock, southern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. Vol. 153. Pp. 273—288.
- Maale S., Wyllie P.J. Water content of a granitic magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. Vol. 52. Pp. 175—191.
- Montel J.M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // Chem. Geol. 1993. 110. Pp. 127—146.
- Moore G., Venneman T., Carmichael I.S.E. An empirical model for the solubility of  $H_2O$  in magmas to 3 kilobars // American Mineralogist. 1998. Vol. 83. Pp. 36—42.
- Munoz J.L. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. // Micas. Reviews in Mineralogy, Bailey S.W. (Ed). 1984. Vol. 13. Mineralogical Society of America. Washington. Pp. 469—493.
- Munoz J.L., Ludington S. Fluorine-hydroxyl exchange in synthetic muscovite and its application to muscovite-biotite assemblages // American Mineralogist. 1977. Vol. 62. Pp. 304—308.
- Patono Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magma / Castro A., Fernandes C., Vigneresse J.L. (eds). Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geol. Soc. of London, Special Publication. 1999. 168. Pp. 55—75.
- Pichavant M., Montel J.M., Richard L.R. Apatite solubility in peraluminous liquids: experimental data and extension of

- the Harrison-Watson model // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56. Pp. 3855—3861.
32. *Scaillet B., Pichavant M., Roux J.* Experimental crystallization of leucogranite magmas // *J. Petrology*. 1995. Vol. 36. Pp. 663—705.
  33. *Singh S., Kumar R., Barley M.B., Jain A.K.* SHRIMP U-Pb ages and depth of emplacement of Iadaugh Batholith, eastern Ladakh, India // *Journal of Asian Earth Science*. 2007. Vol. 30. Pp. 490—503.
  34. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985.
  35. *Uchida E., Endo S., Makino M.* Relationship between solidification depth granitic rock and formation of hydrothermal ore deposits // *Resource Geology*. 2007. Vol. 57. Pp. 47—56.
  36. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma type // *Earth and Planetary Science Letters*. 1983. Vol. 64. Pp. 295—304.
  37. *Wen S.H., Nekvasil H.* SOLVALC: An interactive gravics program package for calculating the ternary feldspar solvus and two-feldspar geothermometry // *Computer and Geosciences*. 1994. Vol. 20. № 6. Pp. 1025—1040.
  38. *Wones D.R.* Mafies silicates as indicators of intrusive variability in granitic magmas // *Min. Geology*. 1981. Vol. 31. Pp. 191—212.
  39. *Yavuz F.* Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I-definitions and structure of the computer program MICA+ // *Computers and Geosciences*. 2003. Vol. 29. Pp. 1203—1213.

УДК 551.243(571.5)

Д.А.Васильев, А.В.Прокопьев, Г.В.Ивенсен, 2010

## **Литохимия верхнекаменноугольных—нижнепермских и триасовых отложений восточного крыла Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье)**

Д.А.ВАСИЛЬЕВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: prokopiev@diamond.ysn.ru)

Установлено, что в разрезах верхнекаменноугольных—нижнепермских и среднетриасовых отложений центральной части Западного Верхоянья присутствуют в значительном объеме вулканогенно-осадочные породы, в которых пирокластический материал имеет кислый состав, а нижнетриасовые толщи содержат примесь вулканогенного материала основного состава. Предполагается, что основным поставщиком кислой пирокластики в позднем карбоне—ранней перми и среднем триасе могла являться Удско-Мургальская вулканическая дуга. В раннем триасе появился новый источник вулканогенного материала — сибирские траппы.

*Ключевые слова:* литохимия, петрохимические модули, верхоянский терригенный комплекс, Верхоянская пассивная континентальная окраина, пермь, триас, Западное Верхоянье.

## **Lithochemistry of the Upper Carboniferous—Lower Permian and Triassic rocks from the eastern limb of the Kuranakh anticlinorium (West Verkhoyansk)**

D.A.VASILIEV, A.V.PROKOPIEV, G.V.IVENSEN

It is established that sections of the Upper Carboniferous—Lower Permian and Middle Triassic rocks in the central part of West Verkhoyansk contain a significant amount of volcanogenic-sedimentary rocks in which the pyroclastic material is acidic in composition, and the Lower Triassic rocks comprise basic volcanogenic material. It is assumed that in the Late Carboniferous—Early Permian and in the Middle Triassic, acid pyroclastics were mainly supplied from the Uda-Murgal volcanic arc. In the Early Triassic, a new source of volcanogenic material — Siberian traps appeared.

*Key words:* lithochemistry, petrochemical moduli, Verkhoyansk terrigenous complex, Verkhoyansk passive continental margin, Permian, Triassic, West Verkhoyansk.

Присутствие вулканогенного материала в породах нижней перми и нижнего триаса верхоянского терригенного комплекса в центральной части Западного Верхоянья отмечалось или в их обломочной части (пермь), или в виде прослоев аквагенных туфов и пара- и ортогуфитов (нижний триас) [1, 2]. Южнее, в пределах Баринского антиклинория и на севере Южного Верхоянья, неоднократно описывалось редкое присутствие туфов, туфоалевролитов, туфопес-

чаников и эффузивов кислого и основного составов в толщах этого возраста [3, 4, 5, 6]. В последние годы на основе литохимического анализа было доказано широкое распространение вулканитов разного гранулометрического и химического составов в разрезах перми и триаса северной части Южного Верхоянья [9]. Основной задачей проведенного исследования было тестирование верхнекаменноугольных—нижнепермских и триасовых отложений центральной

части Западного Верхоянья на предмет обнаружения в них вулканогенного материала методами петрохимического анализа.

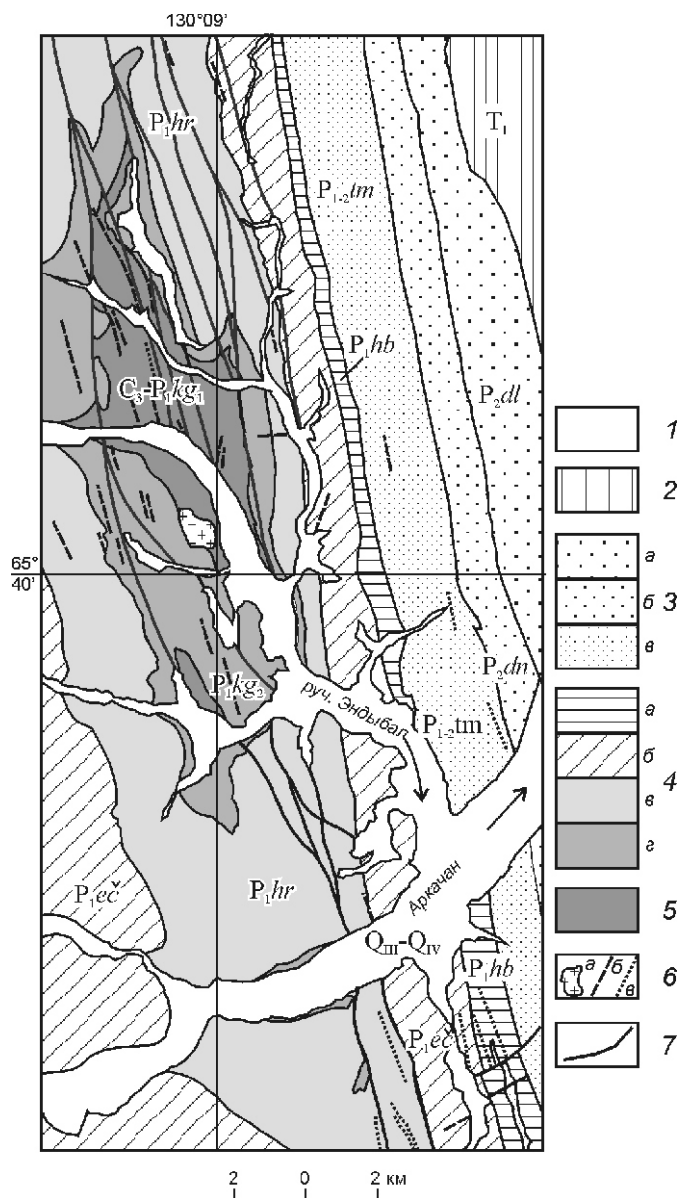
Исследуемые отложения слагают восточное крыло Эндыбальской антиклинали, расположенной на восточном фланге Куранахского антиклинория Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [10, 12] (рис. 1). В ядре и на восточном крыле антиклинали локализованы месторождения и рудопроявления серебра Эндыбальского рудно-магматического узла [7]. Традиционно считается, что породы представлены здесь в основном песчано-глинистыми отложениями каменноугольно—триасового возраста (рис. 2) и относятся к образованиям Верхоянской пассивной континентальной окраины. Ранее было установлено, что главным источником обломочного материала этой части пассивной окраины служили в основном магматические породы юго-западного обрамления Сибирской платформы [15]. С целью определения петрохимических особенностей пород для выяснения их генезиса и реконструкции источников поступления вулканогенного (пирокластического) материала в бассейн седиментации были проведены литохимические исследования по методике Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [13], которые предложили систему петрохимических модулей и их генетическую интерпретацию. Были использованы следующие модули:

|                          |                                                                                                                   |
|--------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| гидролизатный            | ГМ ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ $\text{TiO}_2$ $\text{Fe}_2\text{O}_3$ $\text{FeO}$ $\text{MnO}$ )/ $\text{SiO}_2$ , |
| алюмокремневый           | АМ $\text{Al}_2\text{O}_3$ / $\text{SiO}_2$ ,                                                                     |
| фемический               | ФМ ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ $\text{FeO}$ $\text{MgO}$ $\text{MnO}$ )/ $\text{SiO}_2$ ,                           |
| титановый                | ТМ $\text{TiO}_2$ / $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,                                                                     |
| натриевый                | НМ $\text{Na}_2\text{O}$ / $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,                                                              |
| калиевый                 | КМ $\text{K}_2\text{O}$ / $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,                                                               |
| щелочной                 | ЩМ $\text{Na}_2\text{O}$ / $\text{K}_2\text{O}$ ,                                                                 |
| нормированной щелочности | НКМ ( $\text{Na}_2\text{O}$ $\text{K}_2\text{O}$ )/ $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,                                     |
| железный                 | ЖМ ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ $\text{FeO}$ $\text{MnO}$ )/( $\text{Al}_2\text{O}_3$ $\text{TiO}_2$ ).              |

Химические анализы приведены в табл. 1, а рассчитанные для них петрохимические модули в табл. 2. При сравнительном анализе были использованы средние химические составы различных типов осадочных пород (табл. 3).

Для диагностики вулканогенного материала в осадочных породах используются следующие критерии

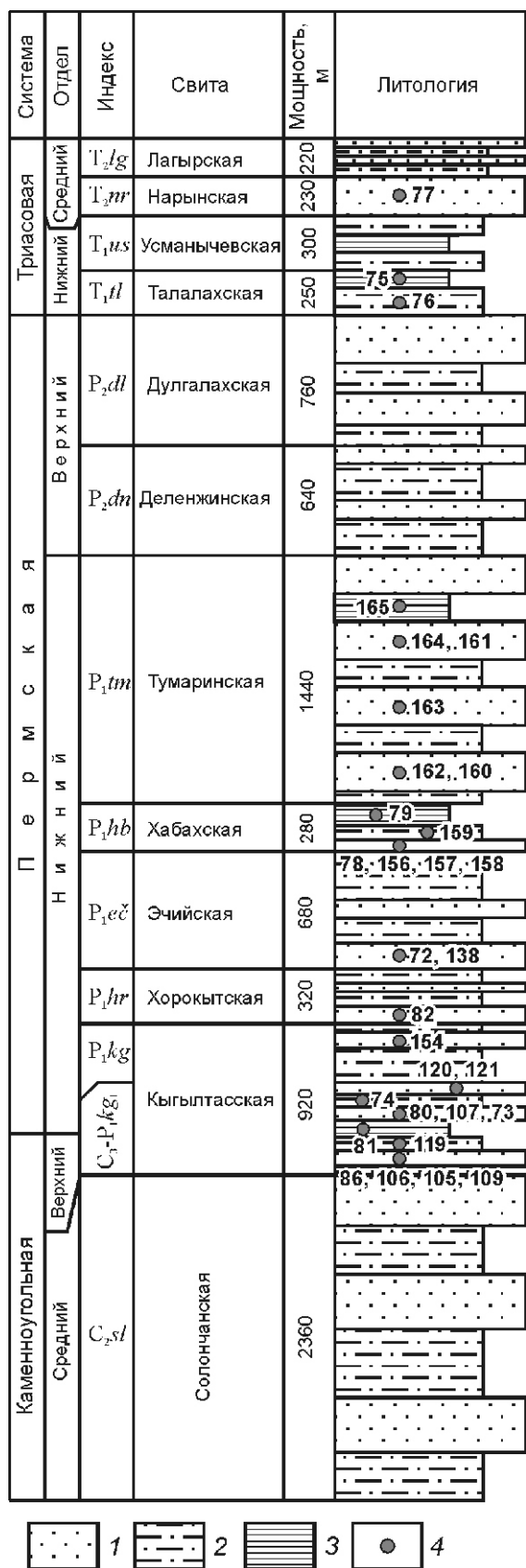
[13]. Туффоиды основного состава диагностируются по признакам повышенной магнезиальности  $\text{MgO}$  3%, железистости ЖМ 0,75 при ГМ 0,30—0,55, титанистости ТМ и  $\text{TiO}_2$  и фемичности ФМ, которые



**Рис. 1. Геологическая карта центральной части Западного Верхоянья. По работе [12] с упрощениями и изменениями:**

отложения: 1 — четвертичные,  $Q_{III}-Q_{IV}$ , 2 — нижнетриасовые,  $T_1$ ; 3 — верхнепермские (свиты): а — дулгалахская,  $P_{2dl}$ , б — деленжинская,  $P_{2dn}$ , в — тумаринская,  $P_{1-2tm}$ ; 4 — нижнепермские (свиты): а — хабахская,  $P_{1hb}$ , б — эчийская,  $P_{1ec}$ , в — хорокытская,  $P_{1hr}$ , г — верхняя подсвита кыгылтасской свиты,  $P_{1kg2}$ ; каменноугольно-нижнепермские: 5 — нижняя подсвита кыгылтасской свиты,  $C_1-P_{1kg1}$ ; 6 — магматические образования мелового возраста: а — плагиогранодиорит-порфиры, дайки; б — гранодиорит-порфиров, в — долеритов; 7 — разрывные нарушения





**Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка верхнепалеозойских и триасовых толщ. По работе [12] с упрощениями и изменениями:**

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — места отбора и номера проб

часто коррелируют между собой. Дополнительным признаком может служить повышенная величина натровости (ЩМ). Для туффоидов кислого состава характерны высокие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  или  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  5%; аномально высокие значения НМ, КМ или НКМ 0,40; низкие ФМ и ЖМ; нарушение корреляции между ГМ и АМ; низкие ТМ при ГМ 0,30; контрастные ЩМ — очень низкие или очень высокие. Следует отметить, что для нормальных осадочных пород важными чертами химического состава являются преобладание калия над натрием; высокое содержание кремнезема в песчаниках и кремнистых породах; присутствие железа преимущественно в трехвалентном состоянии; повышенные значения ТМ в песчаниках по сравнению с аргиллитами. А.А.Мигдисов обнаружил, что у глинистых пород ТМ отчетливо ниже, чем у песчаных: 0,030—0,060 против 0,055—0,075 в результате динамической сортировки материала, приводящей к частичному разделению тяжелых титансодержащих аксессуаров и более легкого глинистого вещества (носителя глинозема) [11]. Эту эмпирическую закономерность Я.Э.Юдович и М.П.Кетрис называют «закономерностью Мигдисова» [13].

*Кыгылтасская свита* (верхний карбон—нижняя пермь) мощностью 920 м охарактеризована 13 образцами. Образцы 80, 109, 105, 106, 86, отобранные в нижней части свиты, являются псаммитовыми туфами с кислым составом пирокластики. На это указывают высокое содержание щелочей (5%) и низкие значения ТМ и ФМ. В нормальном песчанике (см. табл. 3) сумма щелочей составляет всего 1,76% при высоком значении ТМ 0,052, что свидетельствует о длительной миграции обломочного материала. Туфы подверглись значительным постседиментационным преобразованиям, в основном адуляризации и окремнению. При адуляризации происходит вынос  $\text{Na}_2\text{O}$  и увеличение содержания  $\text{K}_2\text{O}$ , поэтому все туфы отличаются высокими значениями КМ. При окремнении увеличивается содержание  $\text{SiO}_2$  (образцы 80 и 86) при очень низких значениях ТМ.

Породы алевроитовой размерности представлены сиаллитами (образцы 119, 74). Их химические составы почти одинаковы, но в обр.74 очень высокое содержание  $\text{MnO}$  1,5%, а в обр.119 щелочей 5%. От нормальных песчано-алевритовых пород (см. табл. 3) они отличаются повышенным содержанием щелочей, высокими значениями ГМ, АМ, ФМ и пониженными ТМ. Следует обратить внимание на очень низкое содержание в образцах  $\text{Na}_2\text{O}$ , что свидетельствует о значительных постседиментационных преобразованиях этих пород. Также как и в туфах в них наблюдается процесс адуляризации (аномально высокие значения КМ). Кроме того, высокая марганцовистость и магнезиальность в обр.74 указывает на эксгальвативный процесс. Вся совокупность характеристик позволяет данные образцы считать как минимум туфоалевролитами.



1. Химический состав осадочных пород восточного крыла Куранахского антиклинария (в %)

| Свиты                            | Образцы | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | н.п.л. | S    | Сумма  |
|----------------------------------|---------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|------|--------|
| T <sub>2np</sub>                 | 77      | 80,68            | 0,32             | 8,76                           | 0,70                           | 2,89 | 0,07 | 0,30 | 1,17 | 1,06              | 2,43             | 0,13                          | 0,27            | 1,46   | 0,04 | 100,06 |
|                                  | 75      | 72,54            | 0,91             | 12,43                          | 1,93                           | 3,37 | 0,07 | 0,99 | 1,11 | 3,09              | 0,82             | 0,18                          | 0,26            | 2,16   | 0,15 | 99,67  |
|                                  | 76      | 64,86            | 0,87             | 14,99                          | 2,68                           | 4,81 | 0,08 | 2,31 | 0,60 | 2,15              | 2,59             | 0,18                          | 0,27            | 3,82   | 0,12 | 99,96  |
| P <sub>1tm</sub>                 | 165     | 61,33            | 0,80             | 16,83                          | 2,09                           | 3,99 | 0,02 | 2,67 | 0,72 | 1,46              | 3,40             | 0,32                          | 0               | 6,45   | 0,01 | 99,63  |
|                                  | 161     | 72,69            | 0,39             | 11,73                          | 1,80                           | 0,96 | 0,05 | 0,34 | 2,01 | 5,84              | 0,84             | 0,08                          | 1,58            | 1,25   | 0,07 | 99,45  |
|                                  | 164     | 72,48            | 0,32             | 13,25                          | 1,26                           | 1,23 | 0,05 | 0,57 | 1,50 | 4,46              | 1,80             | 0,05                          | 1,30            | 1,66   | 0,02 | 99,77  |
|                                  | 163     | 70,46            | 0,54             | 12,77                          | 1,22                           | 1,94 | 0,05 | 1,16 | 1,50 | 3,70              | 2,24             | 0,10                          | 1,86            | 2,27   | 0,03 | 99,53  |
|                                  | 160     | 70,60            | 0,49             | 13,64                          | 1,11                           | 1,99 | 0,05 | 0,64 | 1,62 | 4,37              | 1,77             | 0,11                          | 0,79            | 2,29   | 0,03 | 99,39  |
| P <sub>1hb</sub>                 | 162     | 77,54            | 0,27             | 10,59                          | 0,84                           | 1,02 | 0,02 | 0,40 | 1,05 | 4,13              | 1,38             | 0,03                          | 0,75            | 1,38   | 0,09 | 99,34  |
|                                  | 79      | 64,06            | 0,71             | 17,22                          | 0,60                           | 4,15 | 0,03 | 1,47 | 0,30 | 1,22              | 4,14             | 0,13                          | 0,53            | 5,36   | 0,02 | 99,67  |
|                                  | 159     | 64,22            | 0,79             | 16,86                          | 1,82                           | 2,48 | 0,02 | 1,46 | 0,15 | 1,74              | 3,66             | 0,12                          | 0               | 6,30   | 0,05 | 99,32  |
|                                  | 158     | 68,18            | 0,66             | 15,38                          | 2,62                           | 1,52 | 0,03 | 1,27 | 0,48 | 2,48              | 2,67             | 0,12                          | 0,27            | 3,94   | 0,07 | 99,38  |
|                                  | 157     | 66,19            | 0,57             | 11,51                          | 0,46                           | 3,02 | 0,09 | 1,48 | 3,83 | 4,42              | 1,13             | 0,12                          | 5,08            | 1,48   | 0,03 | 99,35  |
| P <sub>1eč</sub>                 | 156     | 67,48            | 0,56             | 12,29                          | 0,73                           | 2,72 | 0,09 | 1,37 | 3,02 | 3,84              | 1,53             | 0,13                          | 3,63            | 2,11   | 0,04 | 99,45  |
|                                  | 78      | 79,27            | 0,29             | 10,28                          | 0,46                           | 1,34 | 0,07 | 0,05 | 1,44 | 3,22              | 1,87             | 0,07                          | 0,80            | 1,05   | 0    | 99,99  |
|                                  | 138     | 59,27            | 0,63             | 16,13                          | 1,51                           | 5,46 | 0,86 | 2,27 | 0,21 | 0,02              | 5,83             | 0,15                          | 4,11            | 3,94   | 0,10 | 100,38 |
|                                  | 72      | 68,81            | 0,49             | 11,66                          | 1,18                           | 1,93 | 0,08 | 0,97 | 3,57 | 5,51              | 0,60             | 0,12                          | 3,80            | 1,40   | 0,04 | 99,95  |
|                                  | 82      | 62,12            | 0,60             | 15,68                          | 1,52                           | 3,89 | 0,17 | 1,74 | 2,28 | 2,05              | 3,17             | 0,17                          | 2,16            | 4,77   | 0    | 99,92  |
| C <sub>3</sub> —P <sub>1kg</sub> | 154     | 74,87            | 0,46             | 12,62                          | 0,06                           | 1,98 | 0,02 | 0,78 | 0,18 | 2,61              | 3,11             | 0,04                          | 1,08            | 1,50   | 0,19 | 99,46  |
|                                  | 121     | 61,83            | 0,66             | 13,82                          | 3,61                           | 6,57 | 0,14 | 3,30 | 0,09 | 0,03              | 2,80             | 0,13                          | 1,04            | 5,40   | 1,22 | 100,40 |
|                                  | 120     | 66,04            | 0,62             | 14,76                          | 1,65                           | 3,78 | 0,13 | 2,22 | 0,21 | 0,04              | 4,55             | 0,12                          | 0,82            | 4,96   | 0,20 | 99,86  |
|                                  | 74      | 57,03            | 0,67             | 14,82                          | 2,74                           | 3,90 | 1,50 | 2,26 | 2,22 | 0,03              | 4,54             | 0,20                          | 5,92            | 3,71   | 0,18 | 99,43  |
|                                  | 73      | 58,96            | 0,50             | 12,07                          | 0,81                           | 5,99 | 1,73 | 2,76 | 2,46 | 0,02              | 3,47             | 0,21                          | 7,62            | 3,31   | 0,26 | 99,86  |
|                                  | 107     | 73,39            | 0,48             | 9,18                           | 0                              | 2,95 | 0,16 | 1,07 | 3,32 | 2,75              | 1,14             | 0,10                          | 4,56            | 1,18   | 0,03 | 100,28 |
|                                  | 80      | 81,05            | 0,22             | 9,51                           | 0,43                           | 1,12 | 0,04 | 0,34 | 0,75 | 1,42              | 2,62             | 0,09                          | 0,54            | 1,44   | 0,03 | 99,57  |
|                                  | 81      | 55,60            | 0,89             | 19,18                          | 8,33                           | 0,99 | 0,14 | 1,06 | 0,33 | 0,04              | 6,26             | 0,05                          | 0               | 7,01   | 0,02 | 99,45  |
|                                  | 119     | 57,96            | 0,63             | 15,08                          | 2,67                           | 3,51 | 0,14 | 2,11 | 2,55 | 1,03              | 4,20             | 0,16                          | 3,75            | 5,75   | 1,09 | 100,35 |
|                                  | 109     | 64,19            | 0,60             | 14,63                          | 1,46                           | 2,75 | 0,05 | 2,02 | 2,01 | 1,84              | 3,80             | 0,17                          | 1,87            | 4,65   | 0,16 | 100,01 |
|                                  | 105     | 64,14            | 0,50             | 14,86                          | 1,18                           | 3,49 | 0,07 | 1,09 | 2,52 | 1,17              | 3,93             | 0,11                          | 3,80            | 3,68   | 0,03 | 100,25 |
|                                  | 106     | 66,99            | 0,51             | 14,97                          | 0,83                           | 2,05 | 0,05 | 1,10 | 1,99 | 1,51              | 4,83             | 0,12                          | 2,17            | 3,83   | 0,02 | 100,44 |
|                                  | 86      | 77,82            | 0,30             | 10,74                          | 0,04                           | 2,15 | 0,09 | 0,36 | 0,15 | 1,64              | 3,89             | 0,03                          | 0,54            | 1,75   | 0,13 | 99,48  |

2. Петрохимические модули пород восточного крыла Куранахского антиклинария

| Свиты                                                | Образцы | Породы                                               | ГМ   | АМ   | ФМ   | ТМ    | НМ   | КМ   | ЩМ   | НКМ  | ЖМ   | Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O |
|------------------------------------------------------|---------|------------------------------------------------------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------------------------------------|
| T <sub>2nr</sub>                                     | 77      | Псаммитовый туф окремненный и адуляри-<br>зированный | 0,16 | 0,11 | 0,05 | 0,037 | 0,12 | 0,28 | 0,44 | 0,40 | 0,40 | 3,49                               |
|                                                      | 75      | Песчаник альбитизированный                           | 0,26 | 0,17 | 0,09 | 0,073 | 0,25 | 0,07 | 3,77 | 0,31 | 0,40 | 3,91                               |
| T <sub>1dl</sub>                                     | 76      | Алеврит                                              | 0,36 | 0,23 | 0,15 | 0,058 | 0,14 | 0,17 | 0,83 | 0,32 | 0,48 | 4,74                               |
|                                                      | 165     | Аргиллит                                             | 0,39 | 0,27 | 0,14 | 0,048 | 0,09 | 0,20 | 0,43 | 0,29 | 0,35 | 4,86                               |
| P <sub>1tm</sub>                                     | 161     | Псаммитовый туф альбитизированный                    | 0,21 | 0,16 | 0,04 | 0,033 | 0,50 | 0,07 | 6,95 | 0,57 | 0,23 | 6,68                               |
|                                                      | 164     |                                                      | 0,22 | 0,18 | 0,04 | 0,024 | 0,34 | 0,14 | 2,48 | 0,47 | 0,19 | 6,26                               |
|                                                      | 163     |                                                      | 0,23 | 0,18 | 0,06 | 0,042 | 0,29 | 0,18 | 1,65 | 0,47 | 0,24 | 5,94                               |
|                                                      | 160     |                                                      | 0,24 | 0,19 | 0,05 | 0,036 | 0,32 | 0,13 | 2,47 | 0,45 | 0,22 | 6,14                               |
|                                                      | 162     |                                                      | 0,16 | 0,14 | 0,03 | 0,025 | 0,39 | 0,13 | 2,99 | 0,52 | 0,17 | 5,51                               |
| P <sub>1hb</sub>                                     | 79      | Туфоаргиллит                                         | 0,35 | 0,27 | 0,10 | 0,041 | 0,07 | 0,24 | 0,29 | 0,31 | 0,27 | 5,36                               |
|                                                      | 159     | Туфоалевролит                                        | 0,34 | 0,26 | 0,09 | 0,047 | 0,10 | 0,22 | 0,48 | 0,32 | 0,24 | 5,40                               |
|                                                      | 158     | Туфопесчаник                                         | 0,30 | 0,23 | 0,08 | 0,043 | 0,16 | 0,17 | 0,93 | 0,33 | 0,26 | 5,15                               |
|                                                      | 157     | Туфопесчаник альбитизированный                       | 0,24 | 0,17 | 0,08 | 0,050 | 0,38 | 0,10 | 3,91 | 0,48 | 0,30 | 5,55                               |
|                                                      | 156     |                                                      | 0,24 | 0,18 | 0,07 | 0,046 | 0,31 | 0,12 | 2,51 | 0,44 | 0,28 | 5,37                               |
|                                                      | 78      | Псаммитовый туф альбитизированный                    | 0,16 | 0,13 | 0,02 | 0,028 | 0,31 | 0,18 | 1,72 | 0,50 | 0,18 | 5,09                               |
| P <sub>1eñ</sub>                                     | 138     | Псаммитовый тефроид адуляризованный                  | 0,41 | 0,27 | 0,17 | 0,039 | 0    | 0,36 | 0    | 0,36 | 0,47 | 5,85                               |
|                                                      | 72      | Псаммитовый туф альбитизированный                    | 0,22 | 0,17 | 0,06 | 0,042 | 0,47 | 0,05 | 9,18 | 0,52 | 0,26 | 6,11                               |
| P <sub>1hr</sub><br>C <sub>3</sub> —P <sub>1kg</sub> | 82      | Псаммитовый тефроид                                  | 0,35 | 0,25 | 0,12 | 0,038 | 0,13 | 0,20 | 0,65 | 0,33 | 0,34 | 5,22                               |
|                                                      | 154     |                                                      | 0,20 | 0,17 | 0,04 | 0,036 | 0,21 | 0,25 | 0,84 | 0,45 | 0,16 | 5,72                               |
|                                                      | 121     | Гравелит                                             | 0,40 | 0,22 | 0,22 | 0,048 | 0    | 0,20 | 0,01 | 0,20 | 0,71 | 2,83                               |
|                                                      | 120     |                                                      | 0,32 | 0,22 | 0,12 | 0,042 | 0    | 0,31 | 0,01 | 0,31 | 0,36 | 4,59                               |
|                                                      | 74      | Туфоалевролит                                        | 0,41 | 0,26 | 0,18 | 0,045 | 0    | 0,31 | 0,01 | 0,31 | 0,53 | 4,57                               |
|                                                      | 73      | Песчаник                                             | 0,36 | 0,20 | 0,19 | 0,041 | 0    | 0,29 | 0,01 | 0,29 | 0,68 | 3,49                               |
|                                                      | 107     | Песчаник альбитизированный                           | 0,17 | 0,13 | 0,06 | 0,052 | 0,30 | 0,12 | 2,41 | 0,42 | 0,32 | 3,89                               |
|                                                      | 80      | Псаммитовый туф адуляризованный                      | 0,14 | 0,12 | 0,02 | 0,023 | 0,15 | 0,28 | 0,54 | 0,42 | 0,16 | 4,04                               |
|                                                      | 81      | Туфоаргиллит                                         | 0,53 | 0,34 | 0,19 | 0,046 | 0    | 0,33 | 0,01 | 0,33 | 0,47 | 6,30                               |
|                                                      | 119     | Туфоалевролит                                        | 0,38 | 0,26 | 0,15 | 0,042 | 0,07 | 0,28 | 0,25 | 0,35 | 0,40 | 5,23                               |
|                                                      | 109     | Псаммитовый туф адуляризованный                      | 0,30 | 0,23 | 0,10 | 0,041 | 0,13 | 0,26 | 0,48 | 0,39 | 0,28 | 5,64                               |
|                                                      | 105     |                                                      | 0,31 | 0,23 | 0,09 | 0,034 | 0,08 | 0,26 | 0,30 | 0,34 | 0,31 | 5,10                               |
|                                                      | 106     |                                                      | 0,27 | 0,22 | 0,06 | 0,034 | 0,10 | 0,32 | 0,31 | 0,42 | 0,19 | 6,34                               |
|                                                      | 86      |                                                      | 0,17 | 0,14 | 0,03 | 0,028 | 0,15 | 0,36 | 0,42 | 0,51 | 0,21 | 5,53                               |

### 3. Средний химический состав (в %) и петрохимические модули разных типов осадочных пород

| Компоненты                         | Глинистые породы [8] | Алевро-песчаники [11] | Песчаники [8] |
|------------------------------------|----------------------|-----------------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>                   | 58,10                | 71,31                 | 78,33         |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0,65                 | 0,48                  | 0,25          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 15,40                | 9,32                  | 4,77          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 4,02                 | 2,64                  | 1,07          |
| FeO                                | 2,45                 | 1,50                  | 0,30          |
| MnO                                |                      | 0,07                  |               |
| MgO                                | 2,44                 | 1,67                  | 1,16          |
| CaO                                | 3,11                 | 3,39                  | 5,50          |
| Na <sub>2</sub> O                  | 1,30                 | 0,76                  | 0,45          |
| K <sub>2</sub> O                   | 3,24                 | 2,59                  | 1,31          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0,17                 | 0,15                  | 0,04          |
| Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O | 4,54                 | 3,35                  | 1,76          |
| ГМ                                 | 0,39                 | 0,20                  | 0,08          |
| АМ                                 | 0,27                 | 0,13                  | 0,06          |
| ФМ                                 | 0,15                 | 0,08                  | 0,03          |
| ТМ                                 | 0,042                | 0,052                 | 0,052         |
| НМ                                 | 0,08                 | 0,08                  | 0,09          |
| КМ                                 | 0,21                 | 0,28                  | 0,27          |
| ЩМ                                 | 0,40                 | 0,29                  | 0,34          |
| НКМ                                | 0,29                 | 0,36                  | 0,37          |
| ЖМ                                 | 0,40                 | 0,43                  | 0,27          |

Тонкообломочные породы представлены одним образцом (обр.81), который является сиаллитом. Обратим внимание на высокое содержание K<sub>2</sub>O 6,26% при почти полном отсутствии Na<sub>2</sub>O. Аномально высокое значение АМ 0,34 указывает на существенно гидрослюдистый состав породы. От нормальных аргиллитов (см. табл. 3) данный образец отличается только повышенным содержанием щелочей, но, учитывая вторичные изменения, его можно отнести к туфоаргиллитам.

Песчаники (образцы 107 и 73) значительно отличаются по химическому составу друг от друга. Общим является только низкое содержание щелочей. Образец 107 — силит с низкими значениями АМ, ФМ, КМ и ЖМ. Аномально высокие значения НМ 0,30 и ЩМ 2,41 свидетельствуют о процессе альбитизации. Образец 73 относится к сиаллитам и в нем по сравнению с обр.107 высокое содержание железа (ЖМ 0,68), магнезии (MgO 2,76%), марганца (MnO 1,73%)

и калия (K<sub>2</sub>O 3,47%) при полном отсутствии Na<sub>2</sub>O. Высокие содержания железа и марганца указывают на эксгальтативный процесс.

Гравелиты (образцы 120 и 121) по значению ГМ — сиаллиты. Сумма щелочей 5% при доминирующем значении K<sub>2</sub>O. В них отмечается повышенное содержание Fe и Mg. Железо в гравелитах, скорее всего, имеет эксгальтативную природу, о чем свидетельствуют высокие значения ЖМ.

Образец псаммита из верхней части свиты (обр.154) — силит с низким содержанием Ti, Fe и Mg, но высоким — щелочей (5,72%). Значение ТМ 0,036. Это выше чем в кислых туфах, но ниже чем в нормальных песчаниках. Такие особенности химического состава характерны для вулканогенного материала, подвергнувшегося переносу временными водными потоками, в результате чего уменьшается содержание щелочей, но увеличивается титансодержащих минералов. Этот образец можно считать псаммитовым тефроидом.

Нижнепермские породы подразделяются на верхнекыгылтасскую подсвиту, хорокытскую, эчийскую, хабахскую и тумаринскую свиты.

*Хорокытская свита* (320 м) представлена образцом псаммитовой размерности, который относится к сиаллитам (обр.82). Так же, как и обр.154, являющийся псаммитовым тефроидом (высокая сумма щелочей при ТМ 0,036), но у него повышенное содержание Fe и Mn, что связано с эксгальтативным процессом.

*Эчийская свита* (680 м) начинается с псаммитовой толщи, из которой проанализировано два образца, представленных тефроидами. Образец 72 отличается высоким содержанием кремнезема и щелочей (6,11%), но низким всех остальных компонентов. Значение ТМ 0,47 меньше чем в нормальных песчаниках, но выше чем в кислых туфах. Это связано с переносом пеплового материала временными водными потоками. Аномально высокое значение НМ 0,47 обусловлено процессом альбитизации. Образец 138 также является тефроидом (ТМ 0,039), но вторичные изменения связаны с процессом адуляризации, о чем свидетельствует аномально высокое значение КМ 0,36 и практически полное отсутствие Na<sub>2</sub>O, и эксгальтативными процессами, что выражается в повышенном содержании Fe и Mn.

*Хабахская свита* (280 м) охарактеризована шестью образцами. В основании свиты залегает пласт псаммитового туфа с риолитовым составом пирокластиков. Туф (обр.78) аттестуется как низкотитанистый, низкожелезистый силит с высоким содержанием щелочей. Аномально высокое значение НМ 0,31 указывает на процесс альбитизации. Выше по разрезу залегают породы разной гранулометрической размерности, но очень близкого химического состава, что позволяет говорить об их генетическом единстве. У них высокое содержание щелочей (5%) и низкое — Fe, Mn и Mg. Значения ТМ довольно высоки и свиде-

тельствуют о некоторой переработке обломочного материала, в результате которой произошло накопление титаносодержащих минералов. Совокупность всех признаков позволяет выделить в верхней части разреза свиты туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты. Образцы туфопесчаников 156 и 157 отличаются аномально высокими значениями НМ и ЩМ, что является следствием процесса альбитизации. В вышележащих туфопесчаниках (обр.158), туфоалевролитах (обр.159) и туфоаргиллитах (обр.79) никаких вторичных изменений не выявлено.

*Тумаринская свита* (1440 м) представлена шестью образцами, из которых пять (образцы 160, 161, 162, 163, 164) — псаммитовые туфы с кислым составом пирокластиков. Они характеризуются как силиты низким содержанием Ti, Fe, Mn, Mg и высоким содержанием щелочей. Аномально высокие значения НМ и ЩМ указывают на процесс альбитизации. Образец 165 — аргиллит, практически полностью соответствующий по химическому составу глинистым сланцам (см. табл. 3), но в нем несколько повышено содержание щелочей и фосфора.

Породы триасового возраста охарактеризованы тремя образцами. Два отобраны из пород талахской свиты (образцы 76 и 75) и один — из нарынской (обр.77).

*Талахская свита нижнего триаса* (250 м) отличается наличием в отложениях, помимо кислого, также пирокластического материала основного состава. Образец 76 является алевролитом. Присутствие в нем материала основного состава фиксируется повышенными значениями ФМ, ТМ и ЖМ. Песчаник (обр.75) также представляет собой смесь пирокластического материала двух видов — кислого и основного. Присутствие основного повышает значения ФМ, ТМ и ЖМ. Высокие значения НМ и ЩМ обусловлены процессом альбитизации.

*Нарынская свита среднего триаса* (230 м) в отличие от талахской уже не содержит вулканогенного материала основного состава. Образец 77 является псаммитовым кислым туфом. На это указывают низкие значения ГМ, ФМ и ТМ. Щелочей содержится мало (3,49%) при главенствующей роли  $K_2O$  (ЩМ 0,44). Это связано с тем, что туф сильно изменен вторичными процессами — окремнением и адуляризацией.

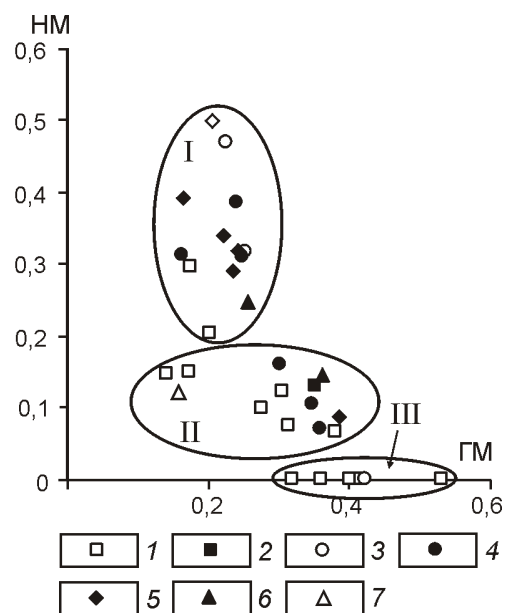
В целом, несмотря на то, что каждый образец имеет свою особенность, все же отчетливо видно, что они образуют один непрерывный ряд от кислых туфов к нормально-осадочным породам, отличающихся только степенью преобразованности материала. По значениям ТМ наблюдается общее несоблюдение «закономерности Мигдисова» — в изученных псаммитовых породах значения ТМ меньше, чем в тонкообломочных [13]. Кроме того, значения ТМ нижнетриасовых отложений значительно выше на общем фоне исследуемых пород, что является следствием

наличия примеси вулканогенного материала основного состава.

Необходимо отметить, что в разрезе каждой свиты прослеживается интересная закономерность — вверх по разрезу количество вулканогенного материала уменьшается. Нижние горизонты представлены преимущественно туфами, сменяющимися выше туффитами разной гранулометрической размерности вплоть до нормально-осадочных пород. Это установлено в наиболее представительно опробованных отложениях кыгылтасской, хабахской и тумаринской свит.

При прочих более или менее равных условиях наблюдается интенсивная вариация содержания  $Na_2O$ . По этому показателю исследуемые породы подразделяются на пониженно- ( $Na_2O$  0,02—0,04%), нормально- ( $Na_2O$  1,03—2,48%) и повышено-натриевые ( $Na_2O$  2,61—5,84%) (рис. 3).

Пониженно-натриевые породы характерны исключительно для кыгылтасской и эчийской свит — наиболее древних отложений исследованного района и вмещающих серебряное оруденение. Они представлены сиаллитами. Помимо пониженного содержания  $Na_2O$ , эти породы характеризуются повышенным содержанием железа (в основном  $FeO$ , кроме обр.81, в котором определено высокое содержание  $Fe_2O_3$ ) и  $K_2O$ , иногда к ним добавляются высокие содержания  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $MnO$ . По модульным значениям, кроме аномально низкого значения НМ, что дает аномалию значений ЩМ и иногда НКМ, наблюдается также слегка повышенные,



**Рис. 3. Модульная диаграмма ГМ—НМ [13] для классификации пород восточного крыла Куранахского антиклинария:**

свиты: 1 — кыгылтасская, 2 — хорокытская, 3 — эчийская, 4 — хабахская, 5 — тумаринская, 6 — талахская, 7 — нарынская; породы: I — повышено-, II — нормально- и III — пониженно-натриевые



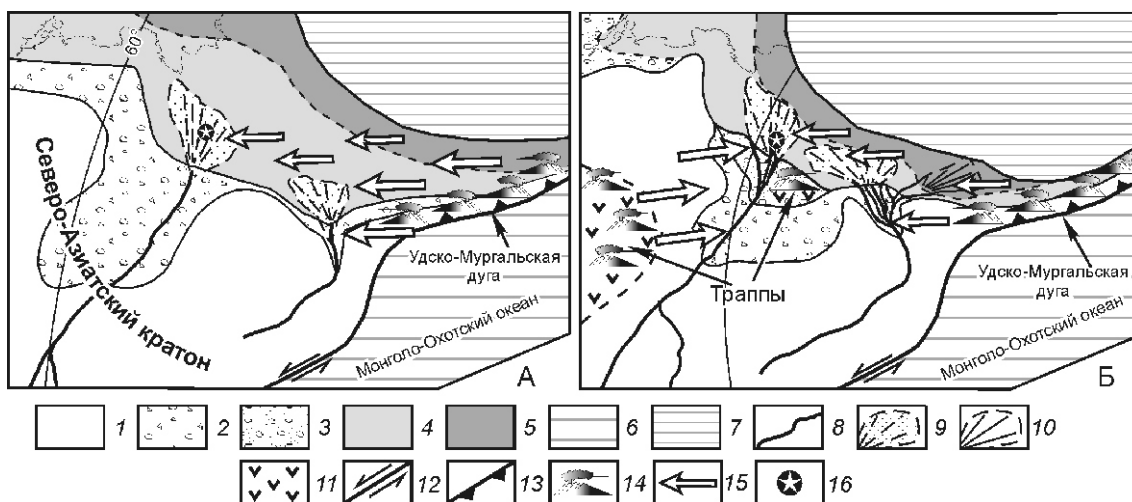


Рис. 4. Палеогеографические схемы восточной части Северо-Азиатского кратона на позднекаменноугольное—раннепермское (А) и раннетриасовое (Б) время. С использованием данных работ [9, 15]:

1 — суша; 2 — прибрежные низменные равнины, временами затоплявшиеся морем; 3 — морские заливы, лагуны, лиманы; континентальный: 4 — шельф и 5 — склон; 6 — океанические бассейны; 7 — эпиконтинентальные моря; 8 — палеореки; 9 — палеодельты; 10 — субаквальные фэны; 11 — траппы; 12 — трансформные границы плит; 13 — зоны субдукции; 14 — предполагаемое положение вулканических центров; 15 — направление переноса вулканогенного материала (вулканического пепла); 16 — местоположение изученных образцов

но в пределах нормы, значения ФМ и ЖМ, что обусловлено повышенным содержанием железа.

Нормально-натриевые породы наименее изменены и подразделяются на силиты и сиаллиты, которые по сумме щелочей делятся на высоко- ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  5,10—6,34%) и нормально-щелочные ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  3,49—4,86%). Все эти отложения, отличаясь друг от друга, все же имеют некоторые общие характеристики — низкое содержание  $\text{CaO}$ , преобладание  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ . По модулям породы в основном соответствуют норме для сиаллитов и силитов, редко наблюдаются низкие значения ФМ, ЖМ, ТМ и повышенное КМ. Характерны в большинстве случаев высокие суммы щелочей (5,1%). Эти породы присутствуют во всех разрезах изученного возрастного диапазона.

Повышенно-натриевые породы встречаются по всему разрезу (больше всего в отложениях хабахской и тумаринской свит) и представлены исключительно силитами. Они практически ничем не отличаются от нормально-натриевых пород. Здесь встречаются как чисто осадочные отложения, так и содержащие продукты кислого вулканизма. Единственное и основное отличие — аномально высокое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ , что позволяет считать эти породы вторично измененными, с обогащением  $\text{Na}_2\text{O}$  в процессе альбитизации.

Таким образом, впервые установлено, что в разрезах верхнекаменноугольных—нижнепермских и среднетриасовых отложений центральной части Западного Верхоянья присутствуют в значительном объеме вулканогенно-осадочные породы, в которых пирокластический материал имеет кислый состав, а

нижнетриасовые толщи содержат примесь вулканогенного материала основного состава. На присутствие в этом регионе в разрезах нижнего триаса туфов и туффитов основного состава указывалось и ранее [1, 2].

Авторам не удалось реконструировать геодинамические обстановки, существовавшие на момент осадконакопления, с использованием дискриминационных диаграмм [14, 16]. Это связано с тем, что породы претерпели значительные вторичные изменения (альбитизация, адуляризация и окремнение), которые могли иметь место при формировании в позднем мезозое Эндыбальского рудно-магматического узла, в пределах которого локализованы изученные разрезы.

Авторы предполагают, что основным поставщиком кислого пирокластического материала в центральную часть Верхоянской пассивной окраины в верхнем карбоне—нижней перми могла являться Удско-Мургальская вулканическая дуга, как и в расположенный восточнее Южно-Верхоянский бассейн осадконакопления [9] (рис. 4). В нижнем триасе появился новый источник вулканогенного материала: в осадок стала поступать пирокластика основного состава. Этим источником могли быть сибирские траппы. В среднетриасовое время после завершения вулканической деятельности, связанной с сибирскими траппами, в бассейн осадконакопления поступала только кислая пирокластика из Удско-Мургальской дуги.

Исследование выполнено при частичной поддержке грантами РФФИ (10-05-00718, 09-05-98536\_р-восток) и Программы ОНЗ-9.2.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианова В.А., Андрианов В.Н. Некоторые новые данные о вулканизме на рубеже пермского и триасового периодов в области Верхоянской геосинклинали // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. XVI. — Якутск: Книжное изд-во, 1970. С. 137—145.
2. Булгакова М.Д. К литологии верхнепермских и триасовых отложений бассейна р.Дулгалах (Западное Верхоянье) // Литология и геохимия осадочных толщ Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975. С. 26—45.
3. Гаврилова З.С., Григорьева А.Д., Константиновский А.А. Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений бассейнов рек Юдомы и Май (Южное Верхоянье) // Советская геология. 1970. № 8. С. 106—112.
4. Ермакова С.П., Тарасьев С.Л. Литостратиграфия триаса севера Восточного Верхоянья. — Якутск, 1991.
5. Коростелев В.И. Триасовые отложения Восточного Верхоянья. — Якутск: Книжное изд-во, 1972.
6. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. — Новосибирск: Наука, 1982.
7. Костин А.В. Новые данные о геологии Эндыбальского сереборудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 33—41.
8. Мейсон Б. Основы геохимии. — М.: Недра, 1971.
9. Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В. Реконструкция источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 119—128.
10. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156—198.
11. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 451—475.
12. Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В., Васильев Д.А. Тектонические структуры Мангазейского рудного узла (Западное Верхоянье, Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 42—49.
13. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — С-Пб: Наука, 2000.
14. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. № 6. Pp. 611—627.
15. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River — 200 My of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. Vol. 36. № 9. Pp. 699—702.
16. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using  $\text{SiO}_2$  content and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio // Journal of Geology. 1986. № 94. Pp. 635—650.

## Сеймотектонические деформации центральной части Алданского щита

В.С.ИМАЕВ, Л.П.ИМАЕВА (Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, 128; *e-mail*: imaev@crust.irk.ru), Б.М.КОЗЬМИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: b.m.kozmin@diamond.ysn.ru), А.Л.СТРОМ (Институт динамики геосфер РАН; 119334, г.Москва, Ленинский проспект, д.38, кор.1; *e-mail*: a\_strom@yahoo.co.uk)

На Алданском щите выявлен молодой Чульмаканский разлом на основе анализа космо- и картографических материалов, результатов лазерного сканирования, данных сеймотектонических исследований с использованием тренчинга. Обсуждены особенности строения приразломного тектонического уступа (скарпа). Приведена предварительная оценка его возраста, магнитуды землетрясения, способствовавшего образованию сейсмодислокации «Чульмакан» и уровень потенциальной сейсмической опасности вдоль нефтепровода Восточная Сибирь—Тихий океан (ВСТО).

*Ключевые слова:* сейсмодислокация, землетрясение, разлом, сейсмическая опасность, ВСТО.

## Seismotectonic deformations of the Aldan shield central part

V.S.IMAEV, L.P.IMAEVA, B.M.KOZ'MIN, A.L.STROM

Interpretation of space images and analysis of the mapping and laser scanning data as well of results of seismotectonic studies of the Aldan shield with the use of trenching permitted recognizing the young Chulmakan fault. Specific structure of fault-line tectonic scarp is discussed. Preliminary estimates of the fault age, the magnitude of the earthquake that produced the Chulmakan seismic dislocation and the level of potential seismic hazard along the pipeline from Eastern Siberia to Pacific Ocean (ESPO) are given.

*Key words:* seismic dislocation, earthquake, fault, seismic hazard, ESPO.

Наиболее сейсмоактивными на территории Республики Саха (Якутия) являются ее южные районы. Выполненное в 1990—1997 гг. по комплексу геолого-геофизических данных сейсмическое районирование, отраженное на карте общего сейсмического районирования Российской Федерации (ОСР-97, А, В и С) 6, показало наличие здесь ряда субширотных сейсмоопасных зон, способных генерировать 7—9-балльные землетрясения. В основу выделения таких зон были положены главным образом сведения по тектонике и сейсмичности, дополненные материалами по геофизическим полям и современным движениям земной коры 6, 7. Одним из отрицательных моментов при ОСР-97 территории южной части республики был недостаток данных по палеосейсмодислокациям, позволяющий проследить повторяемость крупных сейсмических катастроф, начиная, по крайней мере, с позднелайстогенового времени. Цель настоящего исследования — подробно изучить новую Чульмаканскую палеосейсмодислокацию, недавно выявленную на северной окраине Чульманской впадины в пределах Алданского щита Сибирской платформы.

Основное крупное тектоническое нарушение в Южной Якутии — субширотная система Станового

краевого шва, служащая южной границей Сибирской платформы 1, 4, 5. Данная система контролирует большинство сильных землетрясений и вместе с отдельными опережающими разломами, развитыми к северу от его главной плоскости, формирует зону динамического влияния этого крупного (ширина 45—60 км при длине 450 км) дизъюнктива. Именно пространственное положение Станового шва обусловило выделение зон возникновения крупных ожидаемых землетрясений (зон ВОЗ) субширотного простирания. По карте ОСР-97 сейсмический потенциал самого Станового разлома оценивался возможностью генерирования им катастрофических сейсмических событий интенсивностью до 9—10 баллов (шкала MSK-64) при магнитуде  $M$  6,5—7,0 (шкала Рихтера) 7, а примыкающие и параллельные ему разломы, трассируемые на расстоянии 60—100 км к северу от него, считались способными спровоцировать землетрясения 7—8-балльной интенсивности ( $M$  6,0—6,5). К таким разломам относится система Южноякутского надвига, по которому архейские кристаллические породы в южной части Алданского щита (кряж Зверева), затронутые мощными горизонтальными движениями Становой сутуры, были надвинуты на мезозойские отложения Чульманской предгорной впади-





**Рис. 1. Чульмаканский тектонический уступ (показан стрелками):**

на переднем плане трасса нефтепровода Восточная Сибирь—Тихий океан

ны, сформированной в зоне влияния этого разлома 5, 11. Специальные структурно-тектонические и тектонофизические исследования, проведенные ранее на этой территории, указывали на резкое угасание процессов тектонической активизации за пределами системы Южноякутского надвига, что выражалось практически в полном отсутствии признаков складчатых и разрывных деформаций угленосных толщ в северной части Чульманской впадины и отсутствии здесь закартированных активных разломов 1, 5. Однако детальные полевые сейсмотектонические исследования, проведенные летом 2009 г., позволили получить новый фактический материал по активным разломам, обнаруженным в центральной и северной частях Чульманской впадины, где подобные разрывные нарушения никем до этого не выделялись, несмотря на высокую степень изученности территории на основе предшествующих крупномасштабных геолого-съёмочных работ и изысканий при прокладке нефтепровода Восточная Сибирь—Тихий океан 8.

Существующее определение *активный разлом* может быть сформулировано следующим образом: *Активным следует считать такой разлом, по которому в течение некоторого интервала времени (считая от современного времени) произошла хотя бы одна сейсмогенная подвижка* 12, 15, 16. По мнению К.Алена 14, упомянутый интервал составляет последние 10 тыс. лет (голоцен). Согласно исследованиям В.Г.Трифорова 12, 17, этот интервал следует увеличить до 100—130 тыс. лет при изучении подвижных областей, и до 700 тыс. лет — при изучении стабильных, платформенных областей. А.А.Никонов 3, 10 определяет продолжительность искомо-

го интервала примерно в 400 тыс. лет (поздний и средний неоплейстоцен).

Следует отметить, что период в первые десятки тысяч лет, является временем, в течение которого сформировалось большинство наблюдаемых в настоящее время форм рельефа. Отсюда следует общее свойство активных разломов, практически значимое для их обнаружения и картирования: они деформируют рельеф и отложения молодого (позднеплейстоцен-голоценового) возраста.

В ходе проведения детальных сейсмотектонических работ на территории Южной Якутии вдоль нефтепровода ВСТО, сооруженного параллельно Амуро-Якутской автомагистрали, был изучен участок его трассы на переходе через р. Чульмакан (севернее пос. Чульман). Здесь был обнаружен молодой разрыв (рис. 1), образовавшийся при сильных доисторических землетрясениях (по предварительным оценкам произошедших несколько тысяч лет назад). Приразломный уступ (скарп) отчетливо прослеживается на космических снимках восточнее Амуро-Якутской автомагистрали более чем на 15—25 км в направлении долины р. Тимптон по азимуту 70°, а детали его строения хорошо видны на рис. 2, выполненном по материалам лазерного сканирования 2.

Разлом проявляется в рельефе как чрезвычайно ярко выраженный ступенеобразный уступ, нарушающий водораздельную поверхность, выработанную на близгоризонтально залегающей слоистой толще юрских угленосных отложений. Подробный анализ материалов космической съёмки территории, прилегающей к трассе ВСТО, показывает, что за ее пределами также имеются другие похожие активные разрывы, кулисообразно представляющие Чульмаканский разлом в восточном и северо-восточном направлении.



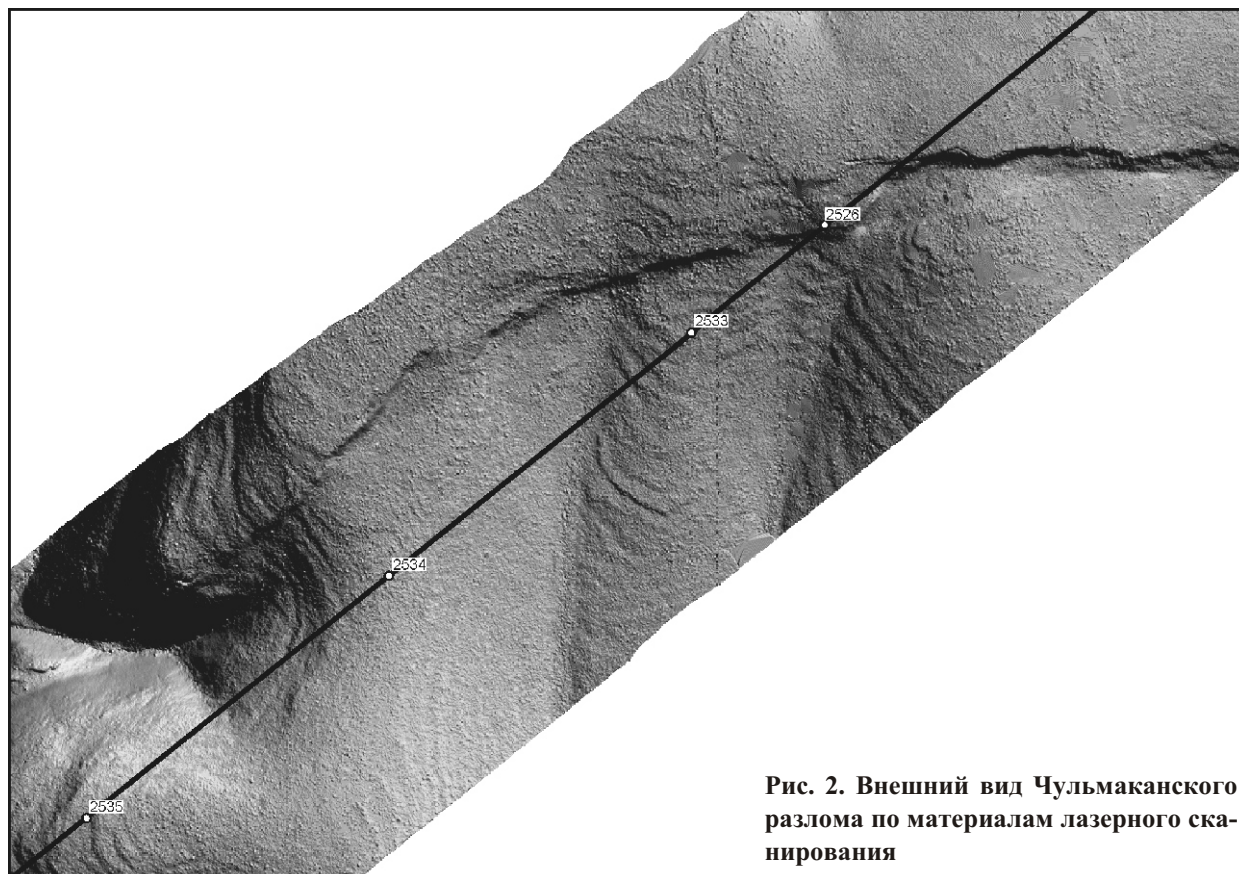
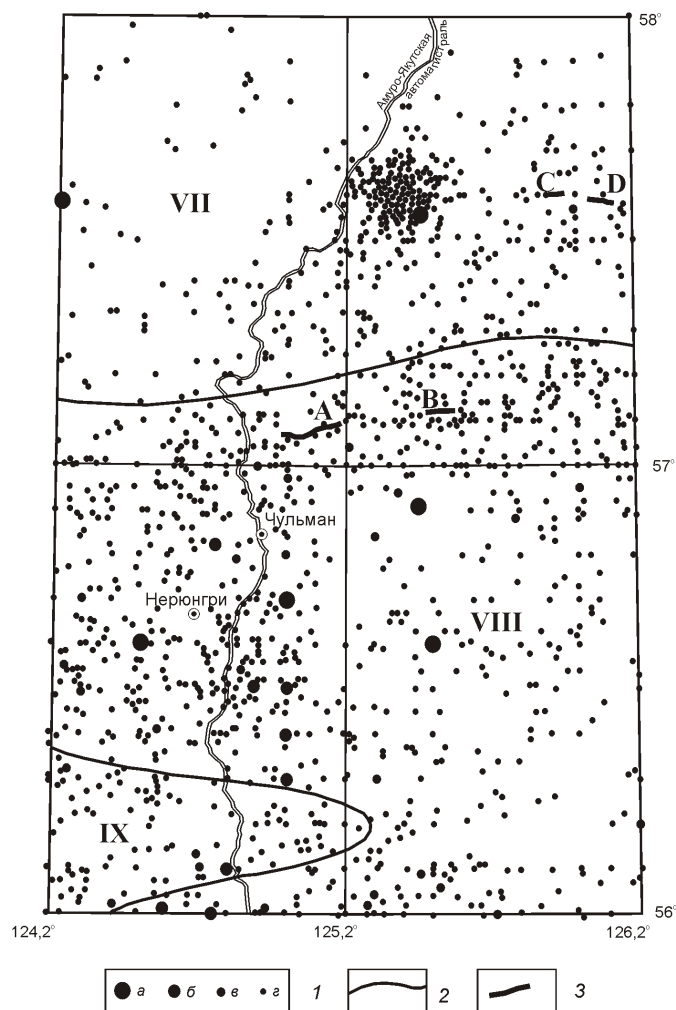


Рис. 2. Внешний вид Чульмаканского разлома по материалам лазерного сканирования



ях. Совместное рассмотрение проявлений сейсмичности инструментальных наблюдений за последние 50 лет, проведенных Якутским филиалом Геофизической службы СО РАН 13, и пространственного положения выявленных деформаций земной коры (рис. 3, разломы А, В, С и D) показывает, что Чульмаканский разлом А и, возможно, продолжающий его к востоку разлом В на всем протяжении сопровождаются цепочкой эпицентров землетрясений небольшой интенсивности (энергетический класс землетрясений К 7—9), что подтверждает их современную тектоническую активность.

Прямые натурные наблюдения в зоне упомянутого дизъюнктива выявили сбросовый характер движения

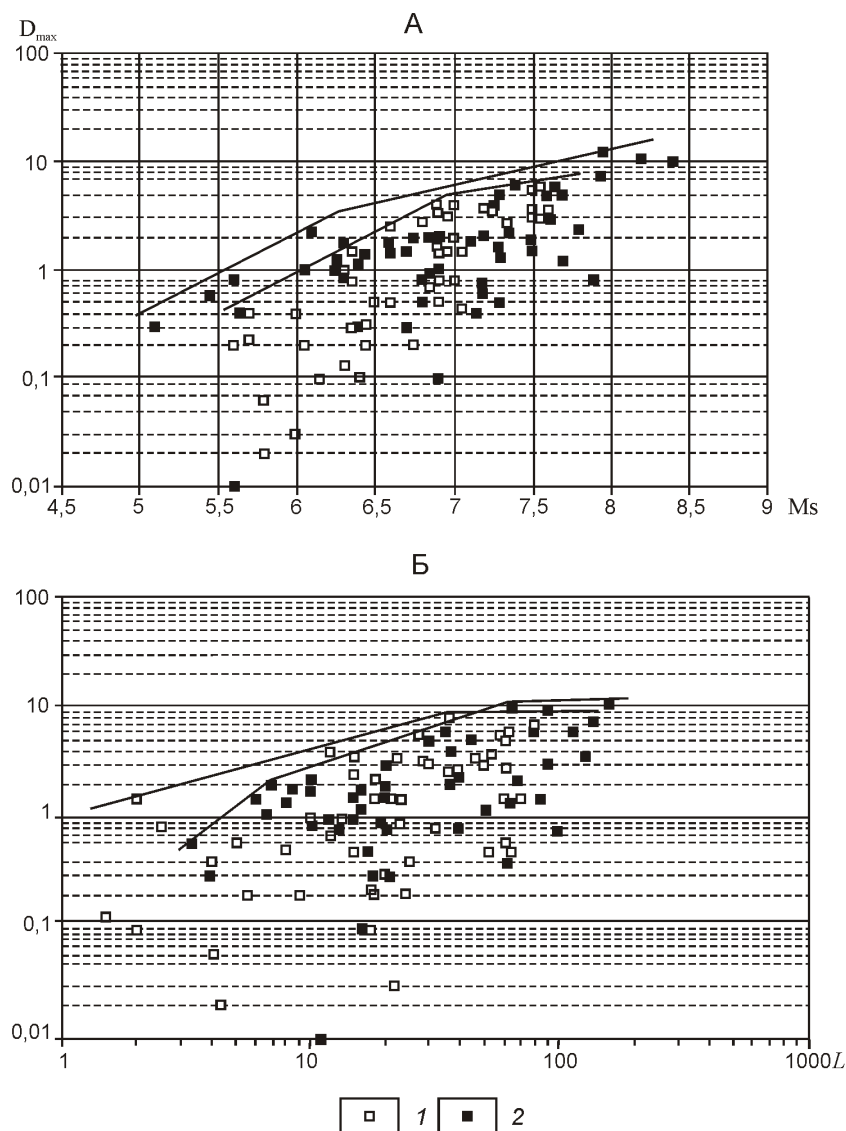
Рис. 3. Расположение сейсмодислокаций—разломов центральной части Алданского щита, выявленных на основе космодешифрирования и данных лазерного сканирования:

1 — эпицентры землетрясений по инструментальным данным за последние 50 лет по 1, 5 и 13 с энергией в эпицентре (энергетический класс К): а — 11—12, б — 10, в — 9, г — 8; 2 — границы, разделяющие территорию Южной Якутии с разной потенциальной сейсмической опасностью по работе 6; 3 — расположение палеосейсмодислокаций: Чульмаканская (А) и другие (В, С и D); римские цифры (VII—IX) — уровень сейсмической опасности 7—9 баллов по работе 6

по его плоскости разрыва. При этом опущенное юго-восточное крыло было смещено на юго-запад с незначительной левосдвиговой компонентой, составляющей 1,5—2,5 м. Вертикальное перемещение земной поверхности по сбросу в пределах участка, где трасса нефтепровода пересекает разлом, достигала 8—10,5 м. Если использовать графики зависимости максимального вертикального смещения  $D_{\max}$  от магнитуды землетрясения  $M_s$  и длины образовавшегося разлома на поверхности  $L$ , построенные на основе данных о современных сейсмогенных разрывах по мировой сейсмостатистике [15, 18], то можно отметить, что параметры Чульмаканской дислокации по

соотношению максимальной подвижки ( $D_{\max}$  8—10,5 м) и отмеченной протяженности поверхностного разрыва ( $L$  15—25 км) при сбросовой кинематике по этому разлому выходят за пределы огибающих на графиках (см. рис. 4). Из мировой практики известно, что 7-метровые вертикальные смещения чаще характерны для сбросов протяженностью не менее 25—35 км, а 10-метровые — для сбросов протяженностью не менее 45—55 км [15, 16]. Такое несоответствие длины разлома и величины вертикальной подвижки, прослеженной на р. Чульмакан, почти в 1,5—2 раза превышающее среднемировые данные по соотношениям этих параметров, дает основание предполагать, что, во-первых, рассматриваемый уступ возник в результате, скорее всего, двукратного или даже трехкратного сейсмического воздействия и, во-вторых, что вскрытый разрыв прослежен не по всей его длине.

Изучение структурных особенностей рассматриваемой дислокации в месте пересечения нефтепроводом этого разлома проводилось при помощи тренчинга (заложение траншей вкрест простирания разлома), что позволило проследить строение молодых пролювиальных и коллювиальных склоновых отложений и контролирующих их активных дизъюнктивов меньших порядков, формирующих уступ и горизонтальную выровненную поверхность шириной до 250 м на южном склоне приводораздельной поверхности в виде заложившейся впадины типа «pull-apart», ограниченной разломами сбросо-сдвиговой кинематики встречной вергентности. Во время полевых работ было пройдено 4 траншеи глубиной 3,5—5,0 м при средней длине 15—25 м, расположенных на расстоянии 500—750 м друг от друга. Выполненный тренчинг показал, что главная плоскость разлома, по которой происходит смещение приводораздельной поверхности вниз на юго-восток, имеет юго-восточные румбы падения, в то время как нижний сброс, ограничивающий эту ромбовидную присдвиговую впадину, имеет встречное северо-западное падение. Удачно выбранная канава вблизи нижней кромки этой приразломной впадины позволила однозначно определить величину и тип подвижки по активным разломам, вскрытым в траншее, а также проследить особенности деформаций молодых отложений и формирование обвальных захороненных склоновых отложений, подтверждающих им-



**Рис. 4.** Предельные значения максимального вертикального смещения  $D_{\max}$  (в м) в зависимости от магнитуды землетрясения  $M_s$  по шкале Рихтера (А) и протяженности  $L$  поверхностного разрыва (Б). По работе [18]:

точки, соответствующие величине максимального смещения  $D_{\max}$  по каждому учтенному кинематическому типу разлома: 1 — сброс, 2 — взброс; огибающие линии — предельные значения  $D_{\max}$

пульсный (сейсмогенный) характер движения по прослеженным разрывным нарушениям (так называемые коллювиальные клинья). Выяснилось, что позднекайнозойские осадочные породы, вскрытые в пределах данной канавы, имели сравнительно высокую степень деформированности и наклон отдельных слоев до 12—18° в направлении на юго-восток (азимут падения 125°, угол падения 10—15°). Кроме того, эти слоистые глинисто-песчаниковые толщи с углистыми, алевролитовыми прослоями в верхних частях изученного разреза испытали мощные импульсные усилия в условиях, когда вмещающие толщи были еще слабо литифицированы и перенасыщены водой, что привело к формированию в них многочисленных форм выдавливания, выплескивания и инъекций в виде непутических даек и конволюционно-подобных структур. По разломам, которые дешифрируются в данной траншее, устанавливаются сбросовые смещения, направленные в склон, навстречу плоскости главного разлома, амплитуда по которым достигает 1,0—1,5 м. При пересечении верхнего главного разлома следующей траншеей устанавливается аналогичная предыдущей картина складчатых деформаций позднекайнозойских толщ, имеющих падение в юго-восточном направлении, но под несколько меньшим наклоном (азимут падения 130°, угол падения 5—10°). В этой главной траншее также уверенно устанавливаются, по крайней мере, два крупных сброса с незначительной левосдвиговой компонентой, образовавшихся, возможно, под воздействием двух или трех палеоземлетрясений. Если принять во внимание, что первоначально в упомянутой впадине «pull-apart» было горизонтальное отложение осадочных толщ, а сама впадина имела форму прямоугольника, то в дальнейшем в результате подвижек по ограничивающим ее разломам, произошла деформация и перекашивание указанного блока пород. Это подтверждается характером взаимоотношения разрывных нарушений и смещаемых ими отдельных слоев, происходящих по типу листрических разломов, что позволяет ориентировочно оценить возраст выявленных палеособытий. По расчетам авторов самое раннее землетрясение, вызвавшее названные тектонические деформации, могло ориентировочно возникнуть 3—5 тыс. лет назад, а последующее второе землетрясение — 1,5—2,5 тыс. лет назад.

Следует обратить внимание на то, что Чульмаканский разлом нарушает толщу угленосных отложений юрского возраста, залегающую близгоризонтально и не несет каких-либо признаков активных движений по самому разрыву за период между накоплением этих отложений и формированием уступа на современной водораздельной поверхности. Нет и каких-либо морфоструктурных признаков, указывающих на сколько-нибудь длительную историю движений по такому нарушению. Поэтому можно предположить, что в данном случае мы сталкиваемся с до-

вольно редким явлением — новообразованным разломом, выраженный в рельефе уступ которого, возник в результате двух—трех подвижек в позднечетвертичное время.

Учитывая отчетливо проявленную сбросо-сдвиговую кинематику нарушения и его сходство с молодыми сейсмогенными разломами Байкальской рифтовой зоны, нельзя исключать то, что Чульмаканский разлом мог возникнуть под влиянием левобокowego смещения, фрагменты которого связаны с одной из последних импульсных подвижек в результате перемещения блока, ограниченного этим разломом к северу. Если это действительно так, то придется допустить, что на данном участке трассы ВСТО возможно формирование и других новообразованных разрывов.

Место пересечения Чульмаканского разлома с трассой ВСТО (57,06 с.ш. и 125,00 в.д.) тяготеет к участку кулисообразного сочленения разрывов, северный из которых, расположенный выше по склону, затухает в западном направлении, а южный, ниже лежащий — к востоку. Это особенно заметно на рис. 2, где по материалам лазерного сканирования между названными разломами выделяются диагональные нарушения, оконтуривающие ромбовидный блок размерами примерно 200 × 300 м. Такой структурный рисунок свидетельствует о наличии здесь не только значительной вертикальной (сбросовой) компоненты смещений, но и существенно левосдвиговой составляющей горизонтальных движений, под воздействием которых этот небольшой блок трансформировался из прямоугольника в ромбовидное тело.

Результаты дешифрирования космоснимков и, в первую очередь, расшифровка материалов лазерного сканирования (см. рис. 2) также дали возможность оценить величину единовременной вертикальной подвижки и ее возможную кинематику и сопоставить их с данными полевых исследований. Они близки по своим параметрам. Однако при общей высоте уступа, достигающей 10,5 м, по данным лазерного сканирования выделяются следы двух вертикальных подвижек, более древняя из которых составила примерно 3 м, а последняя — 7—8 м. Левосдвиговая составляющая здесь оценивается в первом приближении величиной порядка 1—2 м. Вместе с тем в результате сдвиговой деформации первоначальная прямоугольная форма рассматриваемого блока была преобразована в ромбическую, что способствовало удлинению кулис и соответственно превышению горизонтальной компоненты движения над вертикальной примерно в 5—10 раз. Оценить величину поперечного растяжения в настоящее время не представляется возможным.

Судя по величине наибольшей единовременной вертикальной подвижки (7—8 м), магнитуа землетрясения, при котором произошло такое смещение, как это следует из графика зависимости  $D_{\max}$  от  $M_s$



(см. рис. 4), могла составлять примерно 7,0—7,5 м. Даже если принимать в качестве рекомендуемой расчетной для этого нарушения не максимальную подвижку, непосредственно фиксируемую в зоне разлома, а только 2/3 от нее, как это принято в мировой практике [18], то эта величина составит около 5 м, что соответствует по используемому графику воздействию землетрясения М 7.

По аналогии с современными макросейсмическими проявлениями катастрофических южноякутских землетрясений в XX и начале XXI вв. [1, 11], можно полагать, что в радиусе 50 км от Чульмаканской дислокации интенсивность сотрясений должна была быть не менее 9 баллов, а 120 км — не менее 8 баллов по шкале MSK-64.

Сопоставляя пространственное положение палеосейсмодислокации «Чульмакан», которая могла возникнуть в случае 9-балльного палеоземлетрясения, с зонами потенциальной сейсмической опасности в 7—9 баллов на карте ОСР-97 (см. рис. 3), следует отметить, что упомянутая дислокация располагается в зоне 8-балльных сотрясений. Данное различие несомненно требует внесения коррективов в нормативную карту сейсмического районирования, что особенно важно в свете активного освоения территории Южной Якутии, планируемого на основе крупных мегапроектов по разработке полезных ископаемых, развитию транспорта, гидроэнергетики и др.

Поскольку выявленный Чульмаканский разрыв протягивается в направлении мест крупных строительных сооружений Южной Якутии — створа Канкунской ГЭС на р. Тимптон и Эльконского горнообогатительного комбината, то истинный уровень сейсмической опасности этих объектов, определяемый редкими сильными землетрясениями, как представляется авторам, может превысить нормативные 8 баллов по действующей карте ОСР-97-С, применяемой для особо ответственных сооружений на 1—2 балла интенсивности.

Учитывая, что проектирование этих объектов только начинается, необходимо объективно оценить уровень сейсмической опасности данного региона, с тем, чтобы заранее предусмотреть целесообразные технические решения, обеспечивающие их повышенную сейсмостойкость. Следует только отметить, что в этих условиях, когда сведения о сейсмических катастрофах Южной Якутии имеются за сравнительно короткий промежуток времени намного меньший характерного периода повторяемости сильных землетрясений, такие исследования пока единственный метод, позволяющий объективно оценить истинный сейсмический потенциал территории.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№№ проектов 09-05-00727 и 10-05-00573).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. — М.: ГЕОС, 2000.
2. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. — М.: Наука, 2004.
3. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. 1995. № 4. С. 16—27.
4. Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975.
5. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олёкмо-Становой сейсмической зоны. — Якутск, 1985.
6. Сейсмическое районирование территории Российской Федерации — ОСР-97. Карта на 4-х листах / Под ред. В.Н.Страхова, В.И.Уломова. — М.: НПП «Текарт», 2000.
7. Сейсмическое районирование территории СССР. — М.: Наука, 1980.
8. Имаев В.С., Имаева Л.П., Гриб Н.Н. и др. Сейсмогенерирующие структуры Байкало-Патомского и Алдано-Станового блоков (анализ трассы Восточная Сибирь—Тихий океан). — Нерюнгри: Изд-во Технического института ЯГУ. 2008.
9. Стром А.Л. Оценка величин сейсмогенных смещений по разломам и вероятности их возникновения // Оценка и управление природными рисками. Материалы конференции «Риск-2000». — М., 2000. С. 37—41.
10. Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношение между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55—67.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16—26.
13. Шибеев С.В., Козьмин Б.М., Гунбина Л.В. и др. Сейсмотектонические процессы и фокальные механизмы землетрясений северо-востока Азии // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции, посвященной 10-летию выпуска сборника научных трудов «Землетрясения Северной Евразии». — Обнинск, 2008. С. 337—342.
14. Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. Vol. 6. Pp. 1041—1057.
15. Characteristics of active faults // Spec. Issue J. Struct. Geol. 1991. Vol. 13. № 2.
16. McCalpin J.P. Paleoseismology. — San Diego: Academic press, 1996.
17. Trifonov V.G. World map of active faults // Quarter. Internat. Spec. Issue. 1995. № 25. Pp. 3—14.
18. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seism. Soc. Amer. 1994. Vol. 84. Pp. 974—1002.



## **Тектоническое строение Хатыннахсалинского блока и смежных структур (Селенняхский хребет, Восточная Якутия)**

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: tretyakov\_ff@mail.ru)

Результаты структурных исследований позволили выявить детальное строение и закономерности формирования складчато-надвиговых структур Хатыннахсалинского блока, а также отличие его от окружающих смежных тектонических сдвиговых дислокаций Талындинской шовной зоны. Установлены морфология, типы и местоположение определенных тектонических структур, с которыми могут быть связаны коренные источники россыпных месторождений золота.

*Ключевые слова:* надвиги, сдвиги, этапы и стадии деформаций, Восточная Якутия.

## **Tectonic pattern of the Khatynnakhsala block and adjacent structures (Selennyakh range, eastern Yakutia)**

F.F.TRETYAKOV

Detailed structural studies of the Khatynnakhsala block revealed regularities in the formation of its fold-and-thrust structures as well as distinctions from the adjacent tectonic strike slip fault dislocations of the Talyndya suture zone. Morphology, type and location of some tectonic structures with which primary sources of placer deposits of gold may be associated are established.

*Key words:* thrusts, wrench faults, deformation stages, eastern Yakutia.

Хатыннахсалинский блок расположен в южной части Селенняхского хребта в верховье р.Томмот (рис. 1). Своеобразие его геологического положения заключается в том, что он является тектоническим отторженцем аллохтонного Селенняхского блока и находится внутри Талындинской шовной зоны [3], разделяя ее на Томмотскую и Оландинскую ветви. Внутреннее строение, основные типы тектонических структур Хатыннахсалинского блока и последовательность их формирования до сих пор не раскрыты. Цель данной статьи — восполнить этот пробел. Установление особенностей строения блока и смежных структур важны также и для решения вопроса о коренных источниках россыпных месторождений золота, которые пока не обнаружены. Структурные исследования проводились автором в течение четырех полевых сезонов в конце 1980-х—начале 1990-х годов в центральной части Хатыннахсалинского блока и в прилегающих к нему структурах Талындинской зоны.

Протяженность Хатыннахсалинского блока составляет около 45 км. В плане форма его линзовидная и к северо-востоку сужается от 10 до 3 км (см. рис. 1). В клиновидной части блока северо-восточные простирания структур меняются на широтные (рис. 2). С северо-запада и юго-востока, он ограничен соответственно, Талындинским и Хатыннахсалинским разломами. В бассейне р.Томмот юго-западный край блока перекрыт четвертичными отложениями.

Рассматриваемый блок сложен с юго-востока на северо-запад ордовикскими, силурийскими и нижнедевонскими карбонатными и глинисто-карбонатны-

ми отложениями [1]. Установленная последовательность залегания указанных осадочных комплексов, а также структурные данные, позволяют интерпретировать общее внутреннее строение блока крупной неполной Тинняхской антиклиналью, юго-восточная половина которой срезана Хатыннахсалинским разломом (см. рисунки 2 и 3). Ядро данной рамповой антиклинали сложено зелеными сланцами с пластами мраморизованных известняков условно нижнеордовикского возраста. Выходы этих пород в виде полосы шириной около 2 км прослеживаются в северо-восточном направлении от бассейна р.Дадыка до правобережья руч.Игрек, где устанавливается замыкание или широкая периклиналиная часть антиклинали (см. рис. 2). Периклинали и северо-западное крыло структуры, сложены осадочными отложениями среднеордовикского — силурийского возраста и нарушены надвигами. Надо полагать, что изменение направления тектонических структур Хатыннахсалинского блока с северо-восточного на субширотное обусловлено коробчатой формой Тинняхской рамповой антиклинали.

Основные черты внутреннего строения Хатыннахсалинского блока показаны на тектонической схеме, дополненной стереограммами (выполнены в проекции на нижнюю полусферу) элементов залегания слоистости, кливажа (сланцеватости) и наклонов шарниров складок в различных его участках (см. рис. 2), а также на структурно-геологическом профиле, составленном вкрест наиболее изученной северо-восточной части структуры (см. рис. 3). На пред-

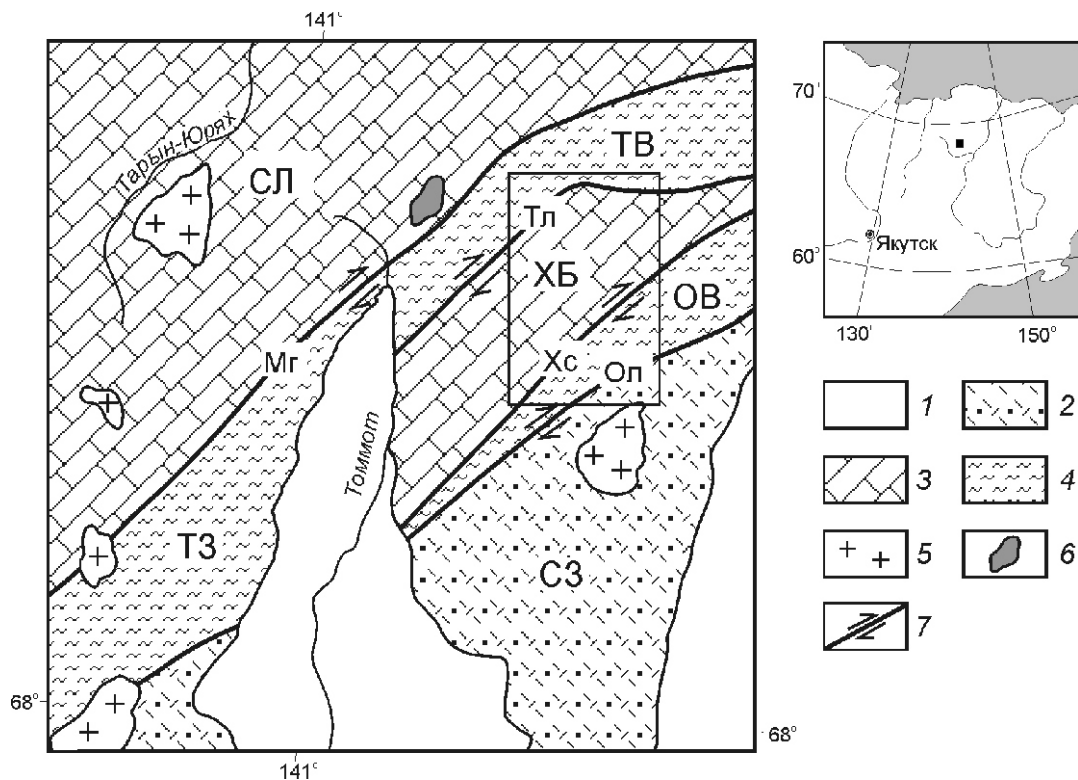


Рис. 1. Схема расположения Хатыннахсалинского блока:

отложения: 1 — четвертичные, 2 — верхнеюрские осадочно-вулканогенные; палеозойские: 3 — глинисто-карбонатные, карбонатные, 4 — те же зеленосланцево-измененные; 5 — позднемезозойские гранитоиды; 6 — Томмотский щелочной массив; 7 — сдвиги (СЛ — Селеняхский аллохтонный блок, ТЗ — Талындинская шовная зона и ее ветви: ТВ — Томмотская, ОВ — Оландинская; ХБ — Хатыннахсалинский блок, СЗ — Сыачанская зона; разломы: Мг — Моголохский, Тл — Талындинский, Хс — Хатыннахсалинский, Ол — Оландинский), прямоугольник — центральная часть Хатыннахсалинского блока, изображенная на рис. 2

ставленных рисунках видно, что осадочные комплексы блока характеризуются складчато-надвиговыми дислокациями, а серия послонных срывов и чешуйчатых надвигов южной и юго-восточной вергентности нарезает осадочные толщи на ряд надвинутых друг на друга, тектонических пластин.

В низовьях рек Хатыннах-Сала и Тинг карбонатные отложения северной надвиговой тектонической пластины смяты в сопряженные синклинальную и антиклинальную складки шириной 2 км (см. рис. 3). Ядро синклинали сложено нижнедевонскими карбонатными отложениями. Ее северное крутое крыло опрокинато на юго-запад под углами 50—70° и нарушено Талындинским разломом, а южное полого 25—30° погружается на северо-восток. К югу синклиналь сочленяется со смежной антиклиналью коробчатой формы, которая сложена силурийскими породами и подстилается ступенчатым надвигом. Породы юго-западного крыла антиклинали наклонены круто 70—80°, разбиты поперек надвигами и осложнены мелкими послонными асимметричными и изоклинальными складками. Результаты массовых заме-

ров залеганий поверхностей слоистости, кливажа и наклонов шарниров складок (см. рис. 2, стереограммы 1 и 2) не противоречат описанию морфологии уже указанных крупных складчатых структур данной тектонической пластины.

Центральная надвиговая пластина выделяется в среднем течении р.Хатыннах-Сала. На левобережье реки складчато-надвиговые структуры имеют северо-восточное простирание, а на правобережье — широтное (см. рис. 2). Средневерхнеордовикские и силурийские осадочные отложения этой пластины дислоцированы в рамповую антиклиналь шириной около 4 км, южное крыло которой срезано ступенчатым надвигом (см. рис. 3). В пределах этой струк-

туры наиболее сильным деформациям подвержены горизонты глинисто-карбонатных отложений, которые послонно расланцованы или смяты в мелкие асимметричные и изоклинальные складки течения с кливажем осевой плоскости (рис. 4 А, Б и В). Складки с полого наклонным кливажем осевой плоскости осложняют замковые части или опрокинутые к югу или юго-востоку крылья асимметричных складок шириной до 10 м.

На востоке территории в истоках руч.Олындя в зоне висячего крыла надвига, подстилающего центральную пластину, тектонические деформации осадочных пород южной вергентности выражены наклонными асимметричными складками, среди которых выделяются гребневидные антиклинальные формы с дугообразно изогнутыми осевыми плоскостями (см. рис. 4, Г), а также мелкоамплитудные дуплексные структуры (рис. 5).

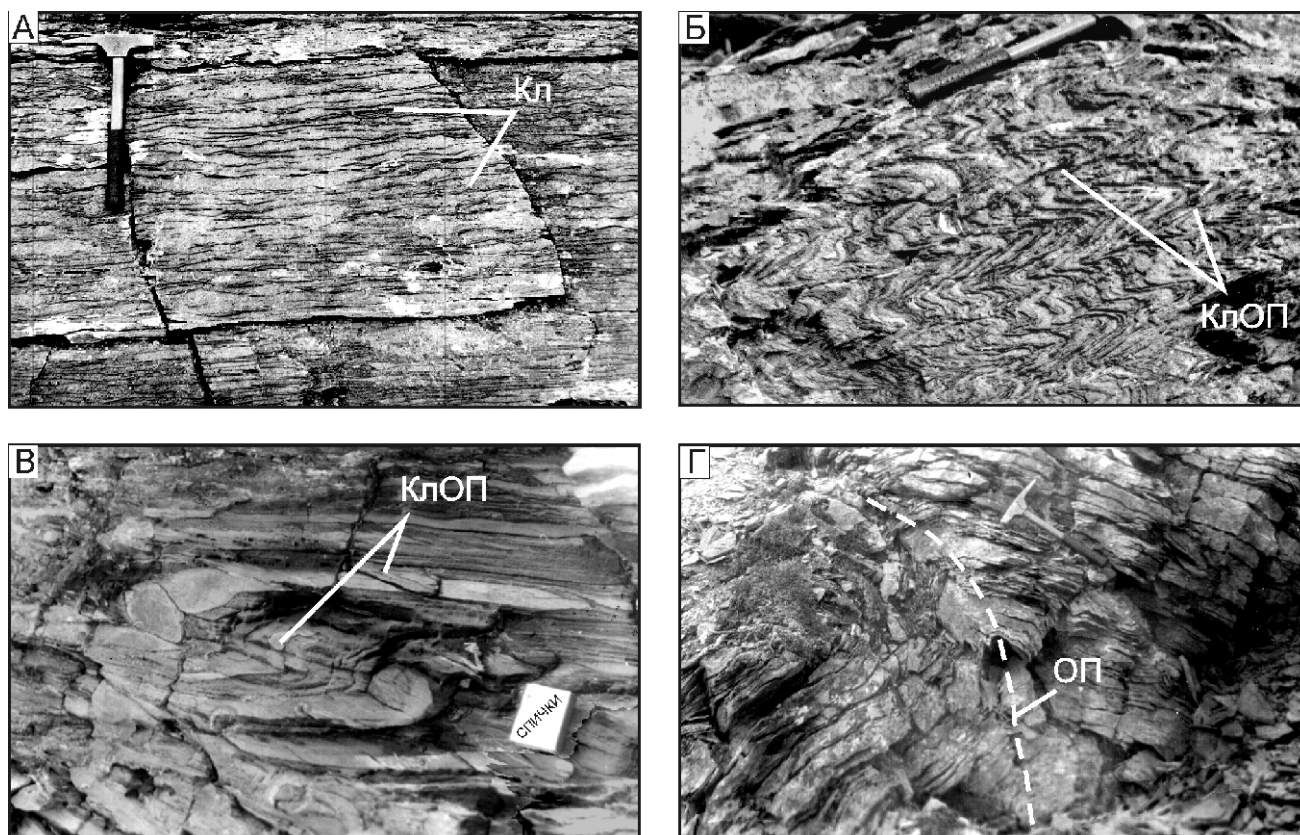
Результаты массовых замеров залегания слоистости, кливажа и наклонов шарниров мелких складок на территории правобережья р.Хатыннах-Сала приведены на рис. 2 (стереограммы 3 и 4). Элементы залегания



92







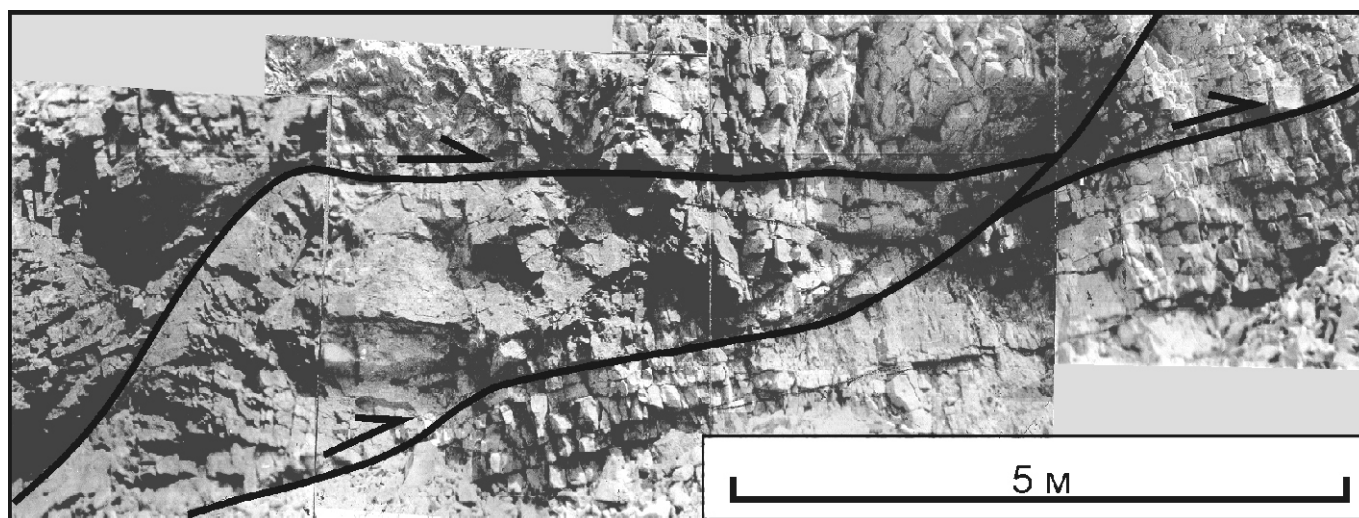
**Рис. 4. Малые структурные формы в глинисто-карбонатных отложениях среднего—верхнего ордовика Хатыннахсалинского блока:**

А — послойный сланцевый кливаж (Кл); Б и В — складки с кливажем осевой плоскости (КлОП); Г — гребневидная складка с изогнутой осевой плоскостью (ОП)

пада Хатыннахсалинским (см. рис. 2). Их сдвиговая кинематика выделяется на том основании, что в зонах этих разломов устанавливаются многочисленные зеркала скольжения правых сдвигов. Сбросовая составляющая сдвиговых разломов Оландинской сис-

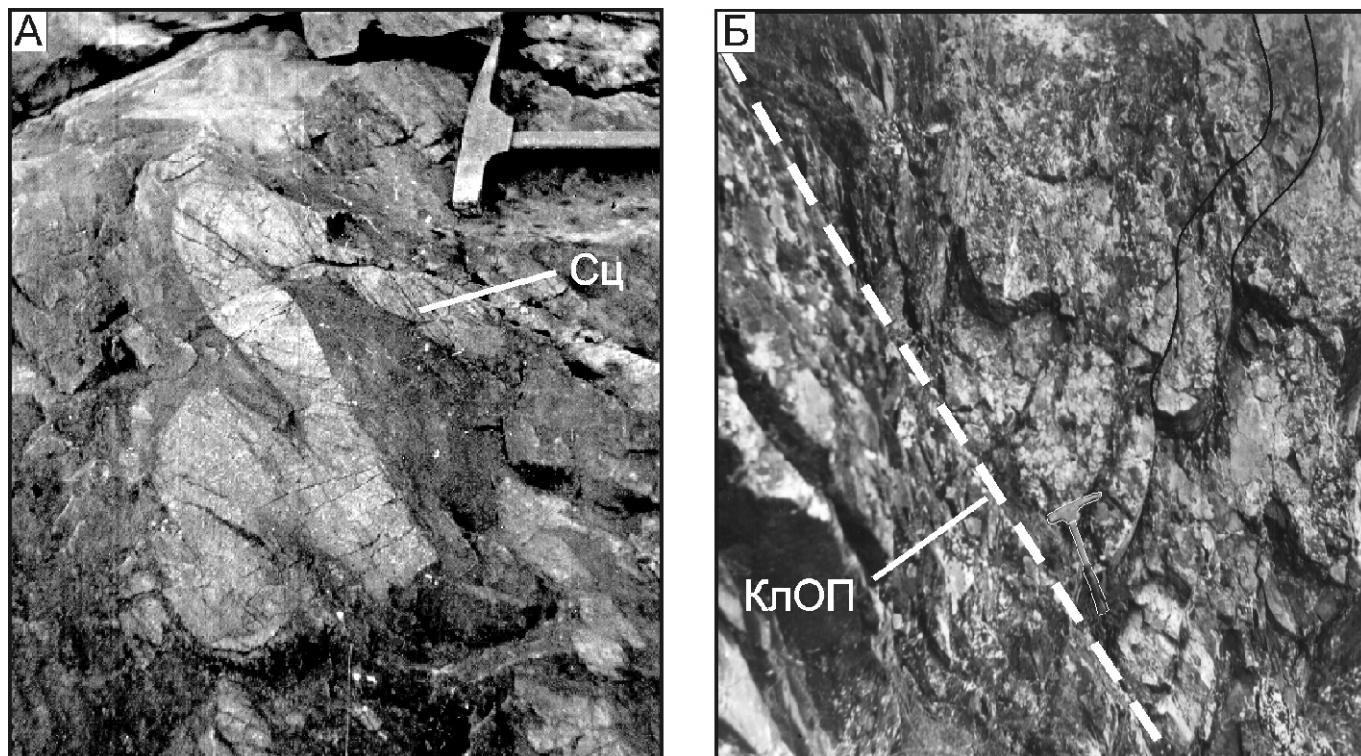
темы (см. рис. 3), вероятно, свидетельствует об их верхнеюрском заложении.

Внутреннее строение Оландинской зоны характеризуется чередованием участков развития сжатых линейных складок со сланцеватостью параллельной



**Рис. 5. Дуплексная структура в карбонатных отложениях среднего—верхнего ордовика (водораздел в истоках руч.Олындя) Хатыннахсалинского блока**





**Рис. 6. Сланцеватость (Сц) и кливаж (КлОП) параллельные осевым плоскостям линейных складок Оландинской ветви Талындинской шовной зоны:**

А — палеозойские зеленосланцевые породы; Б — верхнеюрские терригенные отложения; пунктир — разрывное нарушение вдоль кливажа

их осевым плоскостям (рис. 6, А) с участками моноклиналильного залегания зеленосланцевых и мраморизованных пород с круто наклонной слоистостью и сланцеватостью северо-восточного простирания (см. рис. 2, стереограммы 10 и 11). Кроме того, в интенсивные деформации этой зоны, вовлечены и неметаморфизованные позднеюрские осадочные породы северо-западной окраины Сыачанской зоны. Эти киммеридж-волжские терригенные отложения внутри Оландинской линейной зоны залегают с разрывом на палеозойских зеленосланцевых и мраморизованных карбонатных породах. В основании верхнеюрского осадочного разреза присутствуют мелкогалечные конгломераты и гравелиты, а также отмечаются градационная слоистость и оползневые складки. Породы круто наклонены, складчатые и повсеместно пронизаны сквозным кливажем, который в сжатых складках предстает в форме кливажа осевой плоскости (см. рис. 6, Б). Северо-восточное простирание складчатых структур и кливажа верхнеюрских пород соответствует направлению тектонических дислокаций зеленосланцевых палеозойских образований Оландинской зоны (см. рис. 2, стереограммы 12, 13 и 10, 11).

В отличие от интенсивных деформаций верхнеюрских пород в Оландинской зоне одновозрастные осадочные отложения смежной Сыачанской зоны зале-

гают горизонтально или наклонены под углами не более 15° (см. рис. 3). В юго-восточном крыле Оландинского разлома под этими пологонаклонными верхнеюрскими отложениями вскрываются тонкослоистые мраморизованные известняки и хлорит-карбонатные сланцы с углами наклона 60—85°. Эти данные, а также присутствие обломков слюдистых карбонатных сланцев в верхнеюрских конгломератах свидетельствуют о наличии углового несогласия между зеленосланцевометаморфизованным палеозойским и осадочно-вулканогенным верхнеюрским комплексами.

Деформации пород Томмотской ветви Талындинской зоны близки по интенсивности и типам таковым Оландинской. Широтный фрагмент ее, расположенный в бассейне р.Талындя, характеризуется весьма интенсивным послойным рассланцеванием палеозойских зеленосланцевых образований и их крутым залеганием (см. рис. 2, стереограмма 14). Наблюдаются многочисленные половинки изоклиналильных складок разного размера срезанных вдоль их осевой плоскости сланцеватостью, которая в свою очередь рассечена многочисленными поперечными и субпараллельными мелкоамплитудными (до 0,8 м) сдвиговыми разрывами и зеркалами.

Результаты проведенных структурных исследований и сравнительного анализа строения Хатыннахса-

линского блока и смежных с ним элементов Талындинской шовной зоны позволяют выявить некоторые закономерности развития тектонических структур:

1. В пределах изученной территории, как и во всех основных тектонических элементах Верхояно-Колымской орогенной области мезозой, выделяются два главных этапа позднемезозойских деформаций. Ранний надвиговый этап, проявленный складчато-надвиговыми структурами Хатыннахсалинского блока, и поздний сдвиговый — отраженный разломами ограничения Талындинской шовной зоны.

Различие в строении этих двух главных тектонических структур рассматриваемой территории отчетливо выражается и при сравнении результатов массовых замеров залегания слоистости и кливажа (сланцеватости). На рис. 2 стереограммы 1—9 слоистости и кливажа Хатыннахсалинского блока показывают в основном их пологие углы наклона с северо-восточными и северо-западными азимутами падения, а на стереограммах 10—14 аналогичные плоскостные элементы тектонических структур Талындинской зоны согласны ее простиранию и отличаются крутыми углами наклона.

2. Разнообразные структурные формы складчато-надвиговых дислокаций Хатыннахсалинского блока: разрывы, складки и кливаж составляют единый структурный парагенез надвигового этапа деформаций. Однако среди них могут быть выделены структурные формы, образованные на разных стадиях этого этапа. Ниже в обозначении этих структур  $F_1^1$ ,  $F_1^2$  и  $F_1^3$  нижний индекс — этап, верхний — стадия деформации.

Структуры первой стадии, возникшие в процессе формирования ранних секущих и послойных надвигов и срывов, устанавливаются, как правило, в крыльях крупных складок северной и центральной надвиговых пластин. Это внутрипластовые или послойные: рассланцевание (кливаж)  $S_1$ , мелкие асимметричные и лежащие изоклинальные складки  $F_1^1$  (см. рис. 4) и мелкоамплитудные дуплексы  $F_1^1$  (см. рис. 5). Вторая стадия характеризуется образованием крупной основной складчатости: Тинняхской антиклинали и других складок  $F_1^2$  шириной 2—4 км, которые выделяются внутри северной и центральной надвиговых пластин (см. рис. 3). И, наконец, третья стадия знаменуется разрушением, осложнением складок второй стадии чешуйчатыми и ступенчатыми надвигами  $F_1^3$  и формированием северной и центральной тектонических пластин (см. рис. 3).

Следует указать на одну особенность формирования структур первого этапа деформаций. Оно заключается в том, что нарушения осадочных пород аналогичные структурным формам первой стадии деформаций — послойные, косые внутрипластовые надви-

ги и связанные с ними мелкие складки, образуются также в течение второй и третьей стадий, т.е. условия для возникновения таких структурных форм существуют практически непрерывно в течение всего этапа надвиговых деформаций.

3. В процессе второго этапа деформаций внутри Талындинской шовной зоны произошло наложение сдвиговых дислокаций на тектонические структуры первого этапа, и подновление разломов ограничения зоны в виде правых сдвигов [3]. Интенсивно кливажированные и складчатые киммеридж-волжские отложения в пределах Талындинской зоны, однозначно указывают на происхождение этих деформаций в процессе неокомовых коллизионных событий, которые привели к образованию тектонических структур Верхояно-Колымской орогенной области [2].

4. Тектонические структуры, к которым могут быть приурочены коренные источники россыпных месторождений золота, выявляются достаточно отчетливо. Прежде всего, это сводовая часть Тинняхской антиклинали, осложненная как надвигами, так и сдвигами, соответственно разрывными нарушениями первого и второго этапов деформаций. Наиболее благоприятным участком для формирования структур рудного поля является относительно обширная площадь между ручьями Тиннях и Игрек в верховье р. Хатыннах-Сала, примыкающая к южной кромке отработанных россыпей. Здесь устанавливается не только зона сочетания сводовой части антиклинали с надвигами и сдвигами, но и участки сопряжения Хатыннахсалинского разлома с оперяющими его разрывами (см. рис. 2). Кроме того, протяженный Хатыннахсалинский разлом прорезает Тинняхскую антиклиналь вдоль, отсекает и трансформирует (в составе шовной зоны) ее юго-восточную половину. Следует полагать, что региональные глубоко проникающие сдвиговые разломы Оландинской системы Талындинской шовной зоны на всем своем протяжении (см. рис. 1) являются одним из главных факторов, определяющих структурно-геологическую позицию коренных источников россыпных месторождений золота.

*Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ (07-05-00743, 09-05-98536, 09-05-98588).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тарабукин В.П., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. и др. Палеозойские зеленосланцево-метаморфизованные породы хребта Селенняхский и их стратиграфия // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 8. С. 1329—1338.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
3. Третьяков Ф.Ф. Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 43—57.



## Новые данные о стратиграфическом взаимоотношении брахиопод рода *Jakutoproductus* и иноцерамоподобных двустворок в нижней перми Западного Верхоянья

Р.В.КУТЫГИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: kutygin@diamond.ysn.ru), И.В.БУДНИКОВ (ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья; 63009, г.Новосибирск, Красный проспект, д.67; *e-mail*: budnikov@sniiggims.ru), А.С.БЯКОВ (Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН; 685000, г.Магадан, ул.Портовая, д.16; *e-mail*: stratigr@neisri.ru), С.К.ГОРЯЕВ (ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья; 63009, г.Новосибирск, Красный проспект, д.67; *e-mail*: savrk@mail.ru), В.И.МАКОШИН (Северо-Восточный федеральный университет; 677000, г.Якутск, КТФ, ул.Кулаковского, 50, к.615), Л.Г.ПЕРЕГОЕДОВ (ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья; 63009, г.Новосибирск, Красный проспект, д.67; *e-mail*: plg@sniiggims.ru)

Приведены новые данные о стратиграфическом взаимоотношении брахиопод рода *Jakutoproductus* и иноцерамоподобных двустворок в ключевых разрезах Западного Верхоянья. Послойно изучен нижнепермский разрез приустьевой части р.Дьеленджа, в котором ранее В.Н.Андриановым был найден раннеартинский гониатит *Neoshumardites triceps hyperboreus*. В нижней части эндыбало-эчийской свиты, отнесенной к верхам сакмарского яруса, в 30 м ниже уровня с *Neoshumardites* обнаружены *Jakutoproductus* aff. *terechovi*, а еще в 28 м ниже — *Aphanaia* sp. nov. и *Uraloceras omolonense*. Впервые в едином разрезе установлено перекрытие вертикального распространения якутопродуктусов и иноцерамоподобных двустворок.

**Ключевые слова:** Западное Верхоянье, пермская система, сакмарский ярус, эчийская свита, брахиоподы, двустворки, аммоноидеи, стратиграфия.

## New data on stratigraphic relationship between brachiopods of the genus *Jakutoproductus* and *Inoceramus*-like bivalves from the Lower Permian of the Western Verkhoyansk Region

R.V.KUTYGIN, I.V.BUDNIKOV, A.S.BIAKOV, S.K.GORYAEV, V.I.MAKOSHIN, L.G.PEREGOEDOV

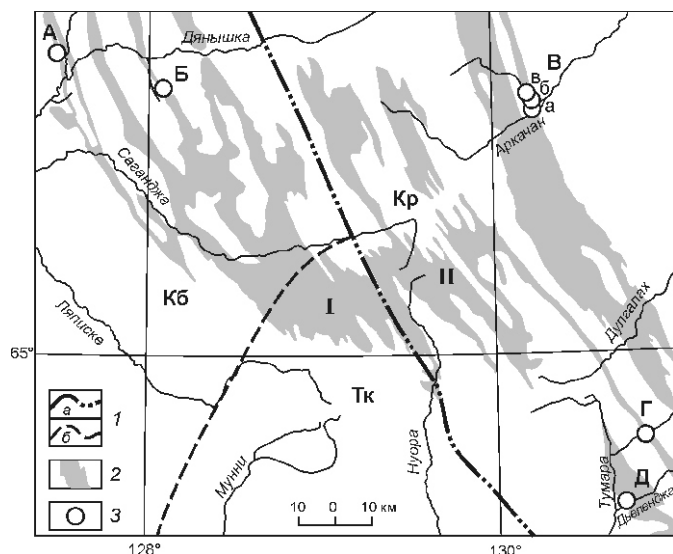
New data on stratigraphic relationship between brachiopods of the genus *Jakutoproductus* and *Inoceramus*-like bivalves in key sections of the Western Verkhoyansk Region are given. The Lower Permian section of a mouth part of the Dielendzha River is investigated layer by layer, where the occurrence of Early Artinskian goniatite *Neoshumardites triceps hyperboreus* was earlier known. In the lower part of the Endyballo-Echian Formation, referred to the top of the Sakmarian stage, *Jakutoproductus* aff. *terechovi* are found 30 m below the horizon with *Neoshumardites*. *Aphanaia* sp. nov. and *Uraloceras omolonense* are found still 28 m lower. The overlapping vertical extent of *Jakutoproductus* and *Inoceramus*-like bivalves is established in a single section for the first time.

**Key words:** Western Verkhoyansk Region, Permian, Sakmarian, Echian Formation, brachiopod, bivalve, ammonoids, stratigraphy.

Смена в разрезах пермской системы Верхоянья брахиопод рода *Jakutoproductus* иноцерамоподобными двустворками — очень важный рубеж, прослеживающийся по всему региону и за его пределами. Уже в конце 50-х годов прошлого века при составлении первых стратиграфических схем А.С.Каширцев [10] предложил деление перми Верхоянья на два отдела по исчезновению рода *Jakutoproductus* (верхняя часть томпинской серии) и появлению видов родов *Licharewia* и *Kolymia* (основание бараинской серии), что было принято на первом Северо-Восточном Межведомственном совещании [15]. В Западном Верхоянье граница нижней и верхней перми была

проведена в верхней части эчийской свиты, откуда происходили первые находки иноцерамоподобных двустворок (*Kolymia* sp.). Такого же мнения придерживался Л.А.Мусалитин, установивший, что в верхнепалеозойских разрезах верховьев р.Бытантай граница нижней и верхней перми «совпадает с исчезновением *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.) и массовым появлением колымий» [12, с. 103]. Однако уже в те годы многие исследователи придерживались иной точки зрения на деление пермской системы региона, что было отражено в Решениях Якутского стратиграфического совещания [16], согласно которым граница между отделами проводилась по появлению аммо-





**Рис. 1. Схема расположения основных разрезов эчийской свиты и ее аналогов в Западном Верхоянье:**

*I* — границы структурно-фациальных: *a* — зон (*I* — Западно-Верхоянская, *II* — Центральнo-Верхоянская) и *б* — подзон (*Кб* — Кобычанская, *Тк* — Тукуланская, *Кр* — Куранахская); 2 — площади распространения эчийской свиты и ее аналогов; 3 — разрезы: *A* — руч. Мутный, *Б* — руч. Правая Галочка, *В* — бассейн р. Эндыбал (сводный разрез): *a* — р. Аркачан выше устья р. Эндыбал, *б* — руч. Челгэ, *в* — р. Эндыбал в районе устья руч. Мысовый (стратотип эндыбало-эчийской и мысовской свит); *Г* — р. Аллара-Хадарынья, *Д* — низовье р. Дьеленджа

ноидей рода *Spirolegoceras* (*Sverdrupites*). Соответственно, в Западном Верхоянье граница нижней и верхней перми была поднята до основания деленжинской свиты, а большой интервал разреза с массовым распространением иноцерамоподобных двустворок (тумаринская свита) был отнесен к верхней части нижнего отдела. С этого момента в изучении пермской системы Верхоянья исследователи разделились на два лагеря, серьезно противодействующих в вопросе ее деления. Первый вариант границы нижней и верхней перми (по появлению «колымий») наиболее четко был обоснован Л.А. Мусалитиным [13], проводившем ее между бытантайским и тумаринским (s.s.) горизонтами. Второй вариант (по появлению аммоноидей рода *Sverdrupites*) был обоснован В.Н. Андриановым [4], предложившим проводить границу нижней и верхней перми между тумаринским и деленжинским горизонтами. Именно эта точка зрения в настоящее время является общепринятой.

Крайне важным остается вопрос об изохронности в регионе смены брахиопод рода *Jakutoproductus* иноцерамоподобными двустворками и возможном перекрытии слоев, содержащих эти группы фоссилий. Проведенные В.В. Кузнецовым с коллегами палеонтолого-стратиграфические исследования пермской

системы Тыры-Эчийского междуречья [11] подтвердили вывод Л.А. Мусалитина о том, что именно к верхам эчийской свиты приурочен крупный биостратиграфический рубеж, с которым связана смена брахиопод рода *Jakutoproductus* иноцерамоподобными двустворками. То, что данная смена происходит внутри очень мощной глинистой толщи эчийского горизонта, является бесспорным. Однако по причине однородности и палеонтологической бедности этой толщи существует ряд противоречий в установлении истинного положения обсуждаемого уровня в разрезах.

Верхний рубеж распространения представителей рода *Jakutoproductus* у специалистов остается дискуссионным. Указывавшиеся еще в 1960-х годах находки якутопродуктусов в тумаринской свите [3] в последующем не подтвердились. В связи с этим можно уверенно утверждать, что в Западно-Верхоянском бассейне последние брахиоподы рода *Jakutoproductus* существовали в период формирования эчийской ритмосвиты. В этот же период появились и первые иноцерамоподобные двустворки. В различных разрезах рассматриваемые двустворки и брахиоподы встречаются как в нижней половине ритмосвиты, так и в верхней, что может свидетельствовать о существовании интервала перекрытия появления первых и исчезновения последних. Однако в едином разрезе иноцерамоподобные двустворки с якутопродуктусами не встречались, что, по мнению Р.В. Кутыгина, объясняется фациальным характером замещения этих групп фоссилий и миграцией возрастных границ.

В Кобычанской структурно-фациальной подзоне наблюдаются значительные сокращения мощностей трансгрессивной части ритмосвиты (эчийская свита) и биостратиграфическая дифференциация свиты по площади подзоны. В западных, наиболее прибрежных и сокращенных разрезах (ручьи Келлен-Хатачаан и Мутный), по всей эчийской свите распространены многочисленные представители рода *Jakutoproductus*, тогда как иноцерамоподобные двустворки не встречаются. Самый верхний якутопродуктусовый ракушняк в разрезе по руч. Мутный (рисунки 1 и 2) развит на уровне 53 м ниже верхней границы эчийской свиты мощностью 326 м. Восточнее мощность эчийской свиты увеличивается и на руч. Правая Галочка составляет 511 м. Здесь распространены многочисленные ракушняки иноцерамоподобных двустворок (*Aphanaia*, *Cigarella*, *Praekolymia*), самый нижний из которых встречен на уровне около 60 м выше подошвы эчийской свиты. Однако ни одной раковины *Jakutoproductus* в разрезе не обнаружено, как и не встречено других форм, общих с западными разрезами. Авторы могли бы предположить, что якутопродуктусы верхней части эчийской свиты руч. Мутный моложе иноцерамоподобных двустворок нижней части этой же свиты руч. Правая Галочка. Однако в единых разрезах это не подтверждается.

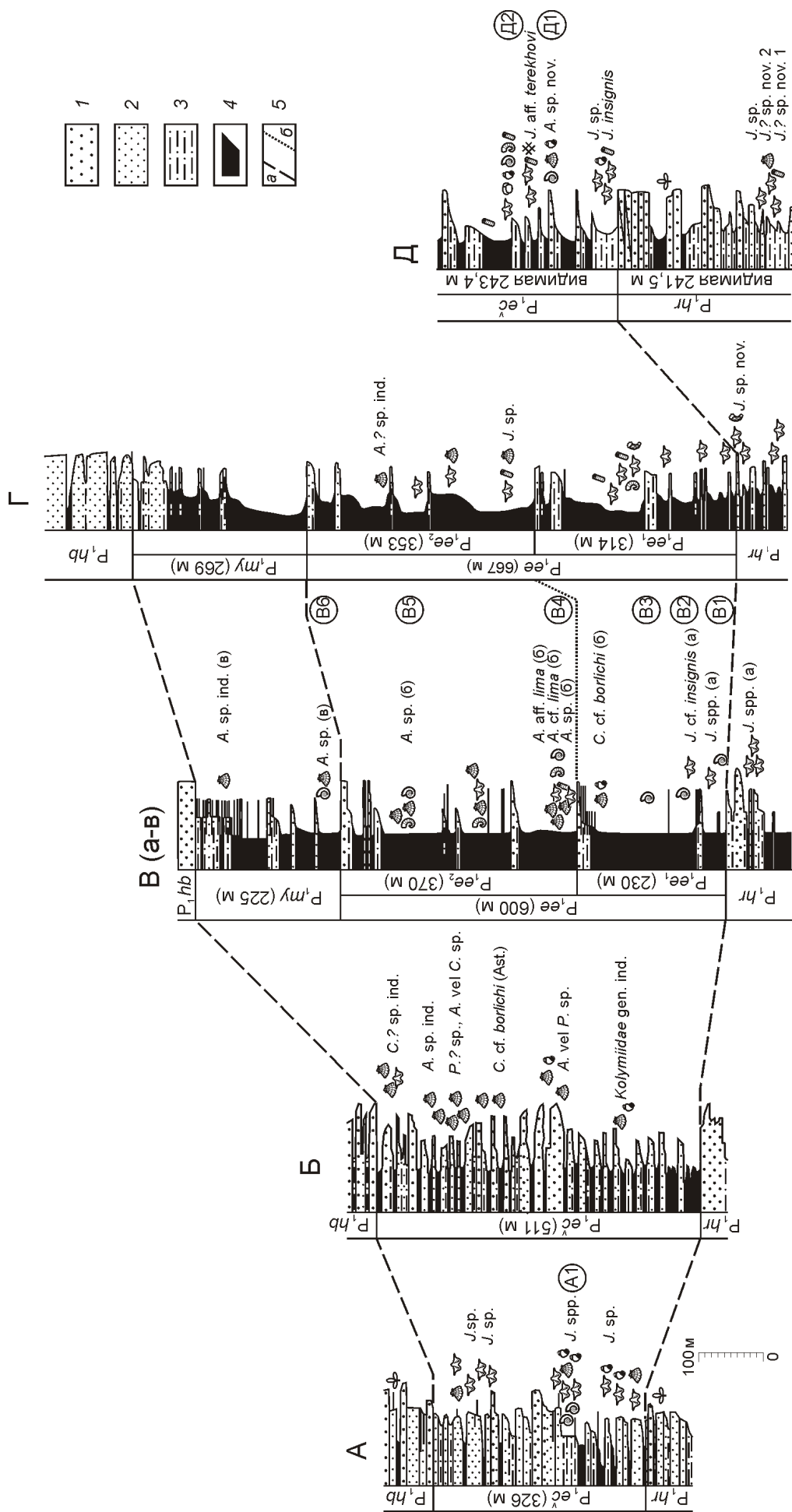


Рис. 2. Основные разрезы эчийской, эндыбало-эчийской и мысовской свит, содержащие остатки брахиопод рода *Jakatorprodactus*, иноцерамоподобных двустворок и аммоноидей:

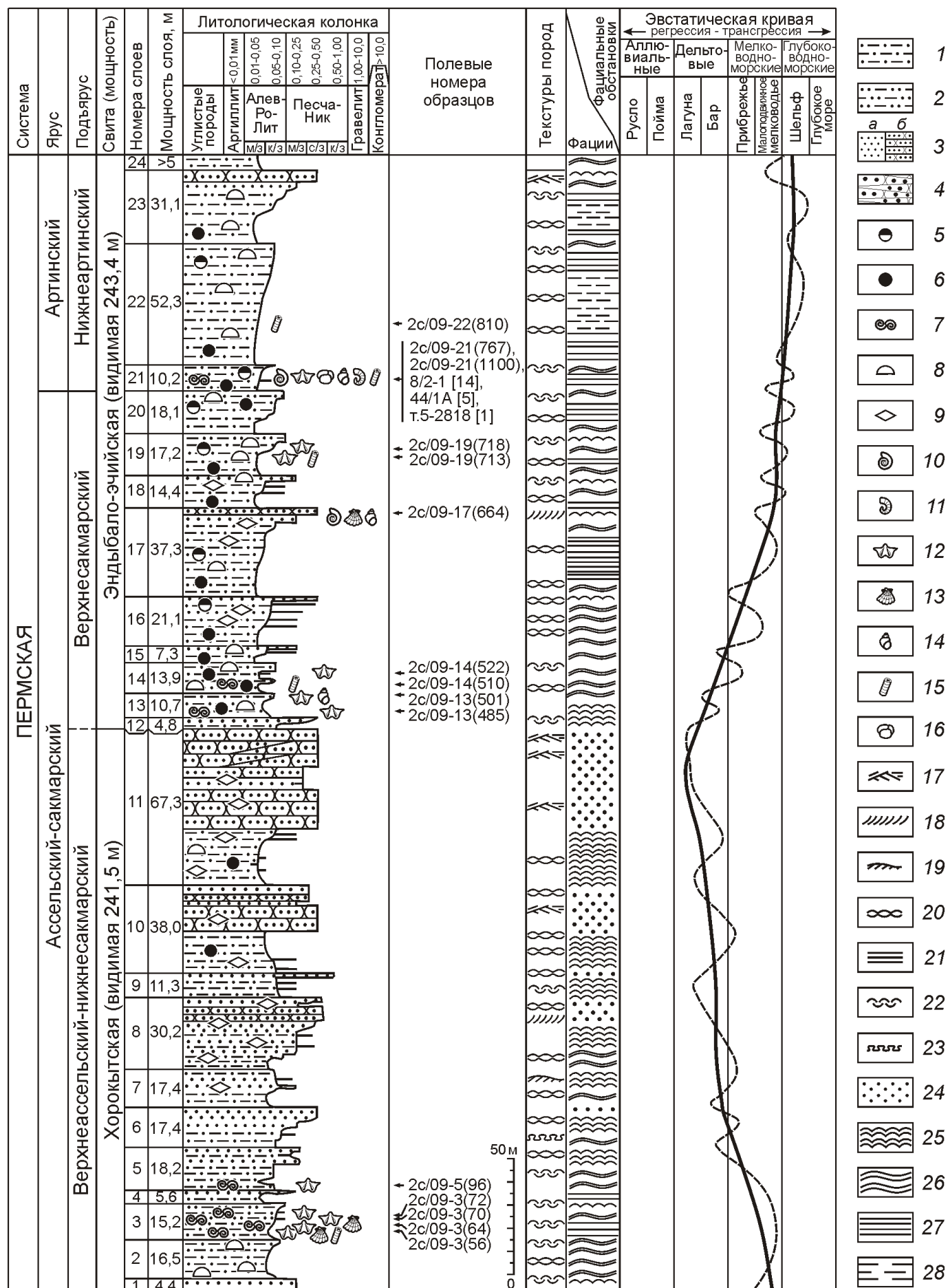
А — руч. Мутный, Б — руч. Правая Галочка, В — бассейн р. Эндыбал (сводный разрез): а — р. Аркачан выше устья р. Эндыбал, б — руч. Челгэ, в — р. Эндыбал в районе устья руч. Мысовый; Г — р. Аллара-Хадарыня, Д — низовье р. Дьеленджа; свиты: P<sub>1</sub>hr — хорокытская, P<sub>1</sub>ec — эчийская, P<sub>1</sub>ec<sub>2</sub> — эндыбало-эчийская, P<sub>1</sub>my — мысовская, P<sub>1</sub>hb — хабахская; песчаники: 1 — средне- и крупнозернистые и 2 — мелкозернистые; 3 — алевролиты крупнозернистые; 4 — алевролиты мелкозернистые и аргиллиты; 5 — граниты: а — свит и б — подсвит; уровни с аммоноидеями: А1 — *Bulimites* sp. nov., В1 — *Bulimites* sp. (a), В2 — *Andrianovia* sp. (a), В3 — *Uraloceras subinsigne* (a), В4 — *Uraloceras* sp., (б), В5 — *Eotimaroceras endybalense*, В6 — *Paragastrioceras* aff. *ellipsoidale* (b); сокращения родовых названий: J. — *Jakatorprodactus*, A. — *Aphanina*, C. — *Cigarella*, P. — *Praetohymia*

Неоднозначно положение обсуждаемых беспозвоночных в Куранахской структурно-фациальной подзоне, где эчийская свита (мощность 600 м) разделена В.Н.Андриановым с коллегами [6] на эндыбало-эчийскую и мысовскую со стратотипом на р.Эндыбал (левый приток р.Аркачан). Р.В.Соломина [19] описала многочисленные *Jakutoproductus verkhoianicus* из верхней части эчийской свиты р.Аркачан, однако послойный разрез, общая характеристика свиты и точная привязка образцов приведены не были. Последующими исследованиями эчийской свиты, проводимыми в 90-х годах прошлого века А.И.Некрасовым и Р.В.Кутыгиным, массовое распространение якутопродуктусов в верхней части эчийской свиты не подтвердилось. В Аркачан-Эчийском междуречье эчийская свита двумя маркирующими горизонтами делится на три части. В кровле нижней части (150—250 м) развита 20—30-метровая пачка тонкого ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников. Средняя (300—400 м) и верхняя (150—300 м) части свиты разделены 15—20-метровой пачкой плотных мелко- и мелко-среднезернистых песчаников, которые протягиваются через все междуречье в виде хорошо выраженного в рельефе массивного гребня, окруженного полями сланцеватых алевролитов. В подошве этой маркирующей пачки В.Н.Андрианов [6] предложил проводить границу между эндыбало-эчийской и мысовской свитами. С таким вариантом деления трудно согласиться, поскольку переход к песчанистой пачке от подстилающих алевролитов в разрезе плавный, в тоже время верхняя граница пачки резкая и хорошо устанавливается в разрезах. Кроме того, рассматриваемая песчанистая пачка представляет собой завершающую стадию трансгрессивно-регрессивного этапа формирования средней части эчийской свиты, тогда как выше по разрезу развиты алевролиты нового мысовско-ха-

бахского этапа. В связи с этим наиболее логично, на наш взгляд, проведение границы в кровле песчанистой пачки, а не в подошве. При проведении в начале 90-х годов прошлого века крупномасштабной геологической съемки Аркачан-Эчийского междуречья А.И.Некрасов с коллегами отказались от выделения эндыбало-эчийской и мысовской свит. Именно тогда была закартирована эчийская свита, разделенная на две подсвиты, граница между которыми проведена в кровле пачки ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников. В кровле песчанистого маркера была проведена граница двух пачек верхней подсвиты. В данном случае также наблюдается вертикальная асимметричность, что, по мнению авторов, можно избежать, разделив свиту на три подсвиты (или самостоятельные свиты), равноценные по мощностям и биостратиграфическим характеристикам. В настоящей статье авторы придерживаются принятой МСК схемы [8], согласно которой в Куранахской подзоне выделяются эндыбало-эчийская и мысовская свиты. Первую свиту для Аркачан-Эчийского междуречья предлагается разделить на две подсвиты, граница между которыми проводится в кровле 20—30-метровой пачки тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. В 1995 г. в левом борту р.Мангазейка (825 м выше устья руч.Гагаринский) в 15,5 м выше подошвы верхней подсвиты эндыбало-эчийской свиты Р.В.Кутыгин обнаружил горизонт конкреций с гнездовыми скоплениями раковин *Jakutoproductus*. Выше этого уровня якутопродуктусы не встречались. Самый низкий уровень с иноцеромоподобными двустворками был установлен на руч.Челгэ (правый нижний приток р.Эндыбал), где в верхах нижней подсвиты эндыбало-эчийской свиты, на уровне около 40 м ниже ее кровли, в кремнисто-карботатно-глинистых конкрециях встречены двустворки *Cigarella* cf. *borlichii* (Astaf.). В нижней части верхней подсви-

**Рис. 3. Разрез хорокытской и эндыбало-эчийской свит низовья р.Дьеленджа (обнажение 2с/09). Составители И.В.Будников, С.К.Горяев и др., 2009:**

породы: 1 — алевролиты, 2 — алевропесчаники, 3 — песчаники: а — слоистые, б — массивные; 4 — крупнокосослоистые грубозернистые дельтовые песчаники; включения: 5 — сидеритовые конкреции, 6 — стяжения сульфидов; 7 — ракушняковые прослои; 8 — следы деятельности илоедов; 9 — песчаные знаки ряби, органические остатки; 10 — аммоидеи; 11 — наутилоидеи; 12 — брахиоподы; 13 — двустворки; 14 — гастроподы; 15 — криноидеи; 16 — фораминиферы; текстуры пород: 17 — косая крупная перекрестная разнонаправленная (дельтового типа), 18 — косая мелкая параллельная однонаправленная, 19 — косоволнистая, 20 — пологоволнистая, 21 — горизонтальная равномерная, 22 — беспорядочная, 23 — конволютная (оползневая); фации: 24 — клиноформные песчаные и алевролитовые осадки подводной части дельты, 25 — алевропесчаные осадки прибрежной зоны бассейна, 26 — глинистые осадки малоподвижного мелководья бассейна, 27 — глинистые осадки шельфа, 28 — песчано-алевритовые осадки глубоководной части моря; палеонтологические остатки по слоям: 3 — *Jakutoproductus*? sp. nov. N1, J.? sp. nov. N2, *Astartella permocarbonica* Tschern., 5 — *Jakutoproductus* sp., 13 — *Jakutoproductus insignis* Abr. et Grig., J. sp., 14 — *Jakutoproductus* sp., 17 — *Uraloceras omolonense* Bogosl. et Boiko, *Aphanaia* sp. nov., 19 — *Jakutoproductus* aff. *terekhovi* Zav., J. sp., *Attenuatella*? sp., 21 — *Neoshumardites triceps hyperboreus* Ruzh., *Overtonia cristato-tuberculata* (Kozl.), *Uraloproductus stuckenbergianus* (Krot.), *Anidanthus* cf. *burgaliensis* Zav., *Schrenkiella*? sp. nov., *Rhynchopora* sp. nov., *Rhynoleichus* aff. *etchiensis* Abr. et Grig., *Camerisma* aff. *pentameroides* (Tschern.), *Crassispirifer* aff. *jakuschewae* Abr. et Grig., *Spirelitha magna* Mil., *Martinia* sp.





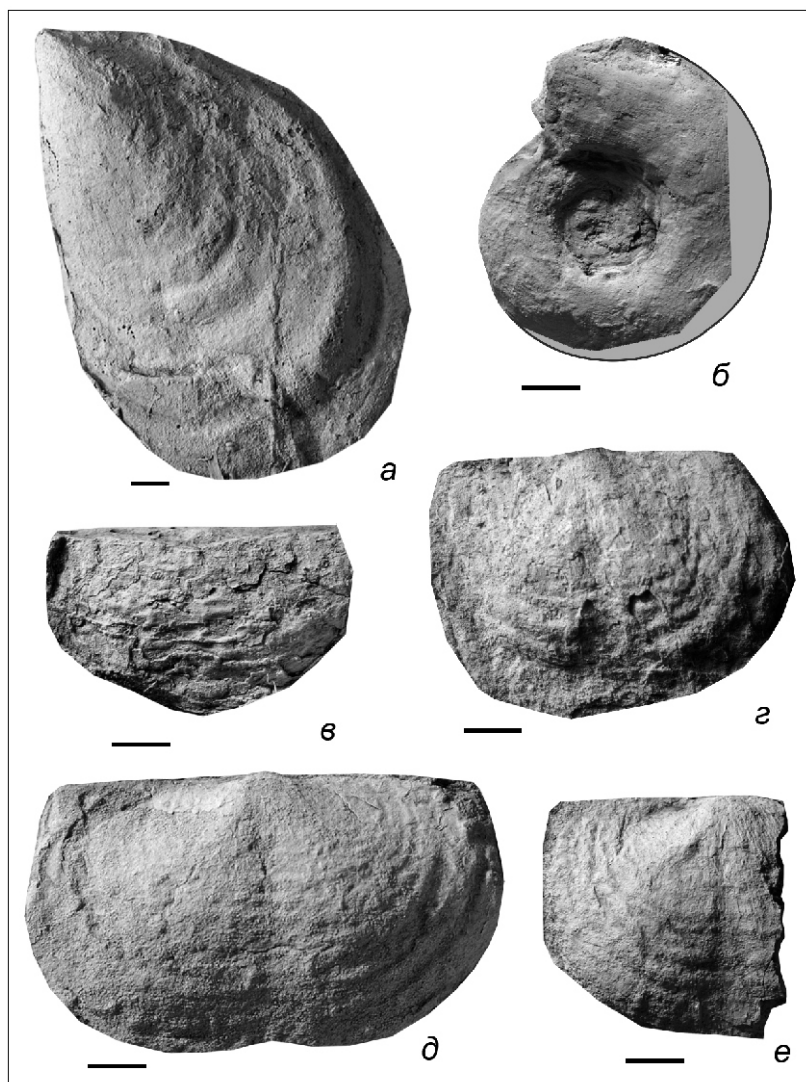
ты этого же разреза из конкреций были собраны многочисленные раковины разнообразных двустворок рода *Aphanaia*. Из имеющихся данных становится ясно, что в Аркачан-Эчийском междуречье смена якутопродуктосов иноцерамоподобными двустворками происходит в пределах пограничных слоев нижней и верхней подсвит эндыбало-эчийской свиты. Имеющиеся факты перекрытия распространения рассматриваемых фоссилий в данном районе требуют тщательной проверки.

В другой части Куранахской подзоны на р.Аллара-Хадарынья (верховья р.Тумара) эчийская свита (936 м) также делится на три части, из которых две нижние отнесены к эндыбало-эчийской свите (в качестве подсвит), а верхняя — к мысовской. В эндыбало-эчийской свите распространены редкие ракушняки с *Jakutoproductus*, последний из которых обнаружен в нижней трети верхней подсвиты на уровне 129 м выше подошвы. Первые иноцерамоподобные двустворки (*Aphanaia*? sp. ind.) в этом разрезе собраны в верхней трети этой же подсвиты на 104 м выше уровня с последними якутопродуктусами.

Новые данные о стратиграфическом взаимоотношении этих групп беспозвоночных были получены авторами в 2009 г. в разрезе пограничных хорокытско-эчийских отложений приустьевой части р.Дьеленджа (правый борт в 4,1—5,2 км от устья). Этот разрез интересен в связи с найденной в 1960 г. В.Н.Андриановым раковиной *Neoshumardites triceps hyperboreus* Ruzhencev [5, 18], являющейся единственным в регионе достоверным коррелятивом нижнеартинского подъяруса. Гониатит был обнаружен в верхней части разреза в выдержанном ракушняковом прослое, из которого в 2008 г. был извлечен богатый комплекс брахиопод. Отличительная черта комплекса — отсутствие представителей рода *Jakutoproductus* [14]. Здесь же в 1950—1960 гг. А.С.Каширцев и Б.С.Абрамов собрали представительную коллекцию брахиопод, но этот уровень тогда был отнесен к нижней части кыгылтасской свиты верхнего карбона [1, с. 21]. Для уточнения стратиграфического положения рассматриваемого ракушняка в 2009 г. авторы послойно изучили весь разрез (рис. 3). В непрерывном скальном обнажении вскрываются верхняя часть хорокытской свиты и нижняя — эндыбало-эчийской. В хорокытской свите, сложенной разнотернистыми песчаниками и алевролитами, распространены многочисленные ракушняковые прослои (слои 3 и 5), содержащие разнообразные якутопродуктусы. В нижней части эндыбало-эчийской свиты имеются несколько ракушняковых прослоев, из которых В.Г.Ганелин определил *Jakutoproductus insignis* Abr. et Grig. (рис. 4, д, е). Кроме Верхоянья [2], этот вид широко распространен в Колымо-Омолонском регионе, где является зональным индексом нижней части огонерского горизонта мунугуджакского надгоризонта [9].

Особый интерес вызывает находка беспозвоночных в 3-метровой пачке мелко- и среднетернистых массивных песчаников в кровле слоя 17. На уровне 1 м от подошвы этой пачки (2 м ниже кровли слоя 17) встречен линзовидный 15—30 см прослой мелкозернистых карбонатизированных песчаников с мелкими раковинами гастропод. В этом прослое авторы обнаружили отпечаток иноцерамоподобной двустворки и остатки раковины гониатита. Изготовление их слепков (см. рис. 4, а, б) позволило сделать более точную диагностику. Раковина гониатита имеет умеренно инволютную узкую форму, 8-элементные лопастные перегородки, тонкий продольный орнамент. Морфологические свойства экземпляра соответствуют диагнозу вида *Uraloceras omolonense* Bogoslovskaya et Boiko, ранее известного только в верхней части огонерского горизонта (зона rugosus) р.Мунугуджак Омолонского горизонта. По мнению М.Ф.Богословской [7], этот вид является раннеартинским на основании его совместного нахождения с представителями рода *Neoshumardites*, стратиграфический диапазон которого ранее ограничивался нижним артином [17]. Р.В.Кутыгин не разделяет эту точку зрения и считает, что мунугуджакские неошумардиты, отличающиеся более узкой формой раковины и простой лопастной линией, представляют собой ранний (позднесакмарский) этап развития этого рода.

Двустворка из этого же образца определена как *Aphanaia* sp. nov. Это единственный экземпляр иноцерамоподобной двустворки, представленный отпечатком удовлетворительной сохранности. По своим морфологическим характеристикам (вытянутость в высоту, а не в длину) эта форма значительно отличается от *Aphanaia lima* (Lutk. et Lob.), ранее считавшихся наиболее древними иноцерамоподобными двустворками на северо-востоке Азии. Обнаруженная афаная отдаленно напоминает экземпляр, изображенный Д.Диккинсом под названием *Aphanaia mytiloides* Beyrich из нижней перми (формация Каллитарра) Западной Австралии [21, табл. IX, фиг. 1]. По современным данным [20], формация Каллитарра датируется позднесакмарским временем. На столь низком уровне в Западном Верхоянье достоверные иноцерамоподобные двустворки ранее не встречались. Находка *Aphanaia* sp. nov. приходится на интервал распространения ракушняков с *Jakutoproductus*, что является подтверждением присутствия в разрезе незначительного перекрытия распространения якутопродуктосов и иноцерамоподобных двустворок. Самые поздние представители рода *Jakutoproductus* в приустьевой части р.Дьеленджа были собраны авторами в слое 19, где в сильно кливажированных крупнозернистых алевролитах встречен тонкий якутопродуктосовый ракушняк, из которого извлечены две раковины, определенные В.Г.Ганелиным как *Jakutoproductus* aff. *terechovi* Zav. (см. рис. 4, в, з).



**Рис. 4. Беспозвоночные эндыбало-эчийской свиты приустьевой части р.Дьеленджа (обнажение 2с/09):**

*a* — *Aphanaia* sp. nov. (латексный слепок, ув. 1), левая створка; слой 17, верхи сакмарского яруса, обр. 2с/09-17(664); *б* — *Uraloceras omolonense* Bogoslovskaya et Boiko, экз. 175/73 (слепок из эпоксидной смолы, ув. 1,5), сбоку; эндыбало-эчийская свита, слой 17, верхи сакмарского яруса, обр. 2с/09-17(664); *в, г* — *Jakutoproductus* aff. *terechovi* Zavodowsky: *в* — экз. 202/9-1 (ув. 1,5), брюшная створка; *г* — экз. 202/9-2 (ув. 1,5), брюшная створка; слой 19, верхи сакмарского яруса, обр. 2с/09-19(718); *д, е* — *Jakutoproductus insignis* Abramov et Grigorjeva: *д* — экз. 202/4-13 (ув. 1,5) брюшная створка; *е* — экз. 202/4-10 (ув. 1,5) брюшная створка; слой 13, нижняя часть верхнесакмарского подъяруса, обр. 2с/09-13(485); экземпляры хранятся в Геологическом музее ИГАБМ СО РАН; размер всех линеек 5 мм

Хорошо выдержанный (10—30 см) известковистый ракушняк с раннеартинскими беспозвоночными [14], в т.ч. *Neoshumardites triceps hyperboreus* [18], расположен в середине слоя 21, в 30 м выше последнего уровня с *Jakutoproductus*.

Из изложенного становится ясно, что в Западном Верхоянье смена якутопродуктусов иноцерамоподобными двустворками наблюдается на разных стратиграфических уровнях, но чаще всего в нижней трети эчийской свиты и ее аналогов. Последние достоверно установленные якутопродуктусы в прибрежных разрезах эчийской свиты Кобычанской подзоны встречены в верхах свиты, а в более мористых отсутствуют. Иноцерамоподобные двустворки здесь напротив в прибрежных разрезах эчийской свиты отсутствуют, а в более мористых появляются с низов свиты. В Куранахской подзоне массовые захоронения якутопродуктусов распространены до нижней трети верхней подсвиты эндыбало-эчийской свиты, тогда как многочисленные иноцерамоподобные двустворки появляются в верхах нижней подсвиты этой же свиты. Единичные же находки представителей рода *Aphanaia* здесь начинаются с нижней трети нижней подсвиты эндыбало-эчийской свиты. Авторы предполагают, что одной из важных

причин исчезновения в Западно-Верхоянском бассейне рода *Jakutoproductus* и появления иноцерамоподобных двустворок явилась эчийская (позднесакмарско-раннеартинская) трансгрессия, которая, с одной стороны, существенно изменила условия существования морских беспозвоночных, а с другой, способствовала распространению бентосных фаун. До завершающей фазы этой крупной раннепермской трансгрессии якутопродуктусовое сообщество сохранилось лишь в прибрежных частях бассейна, где прекратило свое существование в результате отступления моря (хабахская регрессия). Первые малочисленные представители рода *Aphanaia* стали распространяться в начале эчийской трансгрессии. В отдельных областях бассейна (наиболее мористая часть Кобычанской подзоны) иноцерамоподобные двустворки быстро приобрели массовое распространение. В Куранахской подзоне они расселялись медленнее и многочисленными стали лишь во второй половине эчийского времени. Рассмотренные в статье находки беспозвоночных в эндыбало-эчийской свите приустьевой части р.Дьеленджа позволили доказать присутствие в регионе интервала совместного распространения якутопродуктусов и иноцерамоподобных двустворок, что требует внесения корректив в Регио-

нальную стратиграфическую схему Верхояно-Охотского субрегиона [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00100, 08-05-00155, 09-04-00757, 09-05-98518-р\_восток) и Программы РАН 20 (Арктика).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. —М.: Наука, 1983.
2. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. —М.: Наука, 1988.
3. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. —М.: Наука, 1966.
4. Андрианов В.Н. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. —Якутск, 1975. С. 24—87.
5. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. —Новосибирск: Наука, 1985.
6. Андрианов В.Н., Петров Ю.Н., Прокопьев В.С. и др. Детальная схема стратиграфического расчленения пермских отложений Западного Верхоянья // Геология и полезные ископаемые Якутии: Тезисы докладов —Якутск, 1970. С. 214—218.
7. Богословская М.Ф., Бойко М.С. Развитие и распространение раннепермского рода *Uraloceras* (Ammonoidea) // Палеонтологический журнал. 2002. № 6. С. 31—37.
8. Будников И.В., Кутыгин Р.В., Клец А.Г. и др. Схема пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона // Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. С. 127—145.
9. Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. —М.: ГЕОС, 2001. С. 194—209.
10. Каширцев А.С. Полевой атлас фауны пермских отложений Северо-Востока СССР. —М., 1959.
11. Кузнецов В.В., Масюлис В.В., Захаров В.М. О взаимоотношении слоев с *Jakutorproductus verchoyanicus* (Fred.) и слоев с *Kolytia* в разрезе пермских отложений Верхоянья // Сборник аспирантских работ. Естественные науки. Геология, химия. —Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1972. С. 11—15.
12. Мусалитин Л.А. К стратиграфии пермских отложений верховьев р.Бытантай (Западное Верхоянье) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. —Якутск: Кн. изд-во, 1960. Вып. 1. С. 103—110.
13. Мусалитин Л.А. Стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных отложений северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. —Якутск: Кн. изд-во, 1970. Вып. 16. С. 3—32.
14. Перегудов Л.Г., Кутыгин Р.В., Клец А.Г. и др. Палеонтологическая характеристика нижнего артина низовья р. Дьеленджа (Западное Верхоянье) // Верхний палеозой России: стратиграфия и фашиальный анализ. —Казань, КГУ, 2009. С. 207—209.
15. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. —М., 1959.
16. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. —М., 1963.
17. Руженцев В.Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. II. Аммониты артинского яруса. —М.: Изд-во АН СССР, 1956.
18. Руженцев В.Е. Первые амmonoидеи из пермских отложений Верхоянья // Палеонтологический журнал. 1961. № 2. С. 50—63.
19. Соломина Р.В. Некоторые раннепермские продуктиды Верхоянья и их стратиграфическое значение // Палеонтологический журнал. 1981. № 2. С. 71—81.
20. Archbold N.W., Dickins J.M. Permian // An Australian Phanerozoic Timescale / Eds Yong G.S., Laurie J.R. —Melbourne: Oxford University Press, 1996. Pp. 127—135.
21. Dickins J.M. Permian pelecypods and gastropods from Western Australia // Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. Australia. 1963. № 63.



## **Граница плинсбаха и тоара севера Восточной Сибири и стратиграфическое положение курунгской пачки келимярской свиты (р.Келимяр, бассейн р.Оленёк)**

В.П.ДЕВЯТОВ (ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья; 630091 г.Новосибирск, Красный проспект, д.67; *e-mail*: dvp@sniiggims.ru), В.Г.КНЯЗЕВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: knyazev@diamovd.ysn.ru), Б.Л.НИКИТЕНКО (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука СО РАН; 630090, г.Новосибирск, проспект акад. Коптюга, д.3; *e-mail*: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru), О.А.МЕЛЬНИК (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; *e-mail*: knyazev@diamovd.ysn.ru), Л.А.ГЛИНСКИХ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука СО РАН; 630090, г.Новосибирск, проспект акад. Коптюга, д.3; *e-mail*: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru)

Приведено комплексное лито- и биостратиграфическое обоснование непрерывности разреза плинсбахского и тоарского ярусов на северо-востоке Сибирской платформы (р.Келимяр, бассейн нижнего течения р.Оленёк). Впервые выявлены комплексы микрофауны, датирующие верхи кыринской и низы келимярской свит. Уточнено стратиграфическое положение нижней и верхней границ битуминозной курунгской пачки келимярской свиты, отвечающей по объему китербютскому горизонту Региональной шкалы юры Сибири.

*Ключевые слова:* стратиграфия, зональные шкалы, плинсбах, тоар, Сибирь.

## **Pliensbachian — Toarcian boundary of northeastern Siberia and stratigraphic position of the Kurung Mbr of the Kelimyar Formation (Kelimyar River, Olenek River basin)**

V.P.DEVYATOV, V.G.KNYAZEVA, B.L.NIKITENKO, O.A.MELNIK, L.A.GLINSKIY

Microfauna assemblages dating the uppermost Kyra and the lowermost Kelimyar Formations (Kurung Mbr) are defined for the first time in the reference Jurassic sections situated in the northeastern Siberian Platform (Kelimyar River, lower reaches of Olenyok River). Continuous stratigraphical section of the Pliensbachian and Toarcian is revealed for the first time in the north of East Siberia. Stratigraphic position of the lower and upper boundaries of the Kurung Member of the Kelimyar Formation is specified. Stratigraphic range of the bituminous Kurung Member corresponds to the Kiterbut Formation in the Regional Jurassic scale of Siberia.

*Key words:* stratigraphy, zonal subdivision, pliensbachian, toarcian, Siberia.

Территории Хатангского, Анабарского и Оленёкского районов — полигон (эталон) для разработки детальной стратиграфии мезозоя севера Сибири. В данной местности установлены стратотипы большинства свит. На этих же разрезах разработана зональная стратиграфия юры и мела; некоторые из зональных шкал предложены в качестве Бореального зонального стандарта [1—10 и др.]. Вместе с тем, новые исследования позволяют детализировать и уточнять региональные стратиграфические схемы.

Последняя региональная стратиграфическая схема утверждена МСК в 1981 г. [8]. За прошедшие годы опубликованы многочисленные работы, совершенствующие стратиграфическое расчленение, в частности юрских отложений, в т.ч. обобщающая монография коллектива ученых сибирских институтов [9], в которой уточнено стратиграфическое положение границы между кыринской (геттанг—плинсбах) и келимярской (тоар—бат) свитами северо-востока Сибирской платформы. Между ними предполагалось стратиграфическое несогласие в объеме верхов плинсбаха и нижней зоны тоара. В отличие от схемы 1981 г. было обосновано присутствие нижнего и верхнего подъярусов тоар-

ского яруса за исключением его нижней зоны. Проблема наличия зоны *Tiloniceras antiquum* до сих пор самая злободневная в стратиграфии нижней юры Сибири в связи с отсутствием находок соответствующих аммонитов, достаточно резкой сменой фаунистических сообществ и фациального облика пород на границе плинсбаха и тоара.

Разрез юры бассейна р.Келимяр, который можно считать эталонным для юрских отложений севера Сибири и заслуживающим статуса геологического памятника природы, представлен преимущественно глинистыми образованиями кыринской, келимярской, чекуровской и буолкалахской свит, сформировавшимися в фациях, удаленных от берега и умеренно-глубоководных. В основании келимярской свиты ранее была установлена [2] курунгская пачка раннетоарских битуминозных глин, содержащая специфические остатки комплексов фауны, среди которых выявлены таксоны-мигранты широкого географического распространения, позволяющие осуществлять межрегиональные и глобальные корреляции.

Нижне-, среднеюрские отложения изучены в береговых обрывах р.Келимяр (рис. 1). Разрез сложен преи-



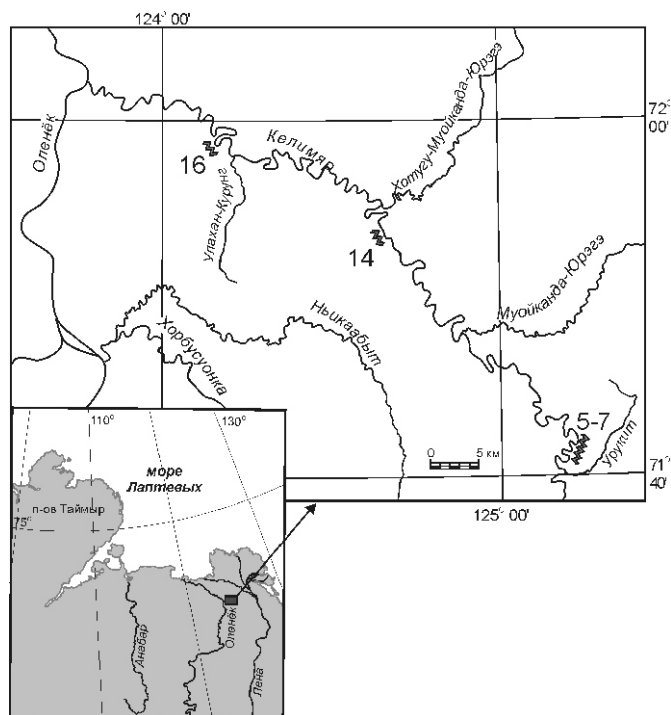


Рис. 1. Расположение основных разрезов плинсбаха и тоара бассейна р.Келимдыр:

цифры на рисунке — обнажения

мущественно глинистыми нелитифицированными образованиями кыринской и келимдырской свит. Прекрасными стратиграфическими реперами, легко опознаваемыми в разрезе и протягивающимися на значительные расстояния, являются терминальные слои плинсбаха («желтый слой») и битуминозная курунгская пачка раннего тоара.

**Обнажение 5** (верхний плинсбах—тоар) расположено по правому берегу р.Келимдыр в 2,6 км ниже устья р.Урукит, на склоне сопки с отметкой 368 м. Оно представляет собой крутой береговой обрыв высотой 15—20 м и протяженностью около 200 м.

**Кыринская свита (верхний плинсбах).** Слой 1 (рис. 2; видимая мощность около 2,6 м) представлен глинами слабо алевритовыми зеленовато-серыми, плотными, неравномерноплитчатыми, оскольчатыми с включениями редкой мелкой гальки и гравия кварца, отмечаются следы ярозитизации в виде желтых и бурых пятен. В основании слоя и на уровне 1,3 м от уреза воды пласты сидеритизированного с поверхности известняка с рассеянным углефицированным растительным детритом. В верхней части слоя встречаются небольшие обломки углефицированной древесины.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *Trochammina lapidosa*, *Hyperammina odiosa*, *Ammobaculites alaskaensis*, *Ichthyolaria terquemi*, *Anmarginulina arctica*, *Conorboides buliminoides*.

Слой 2 (0,8 м) состоит из глин и алевритов сильно глинистых серых, голубоватых и желтоватых, с поверхности светло-желтых, до ярко-желтых, вязких, в

верхней части неясно волнистослоистых, с пятнышками и линзочками темно-серых, буроватых глинистых алевритов с очень редкой мелкой галькой. В верхней части слоя небольшие желтые и коричневые сидеритовые конкреции и желваки. Нижняя граница слоя ровная и соответствует общему падению пород вниз по реке. Верхняя граница слоя четкая, неровно-волнистая, проводится по черному прослою сапропелитовых глин.

Фораминиферы: *Hyperammina odiosa*, *Trochammina lapidosa*, *Ammodiscus siliceus*, *Glomospirella* sp., *Glomospira* ex gr. *gordialis*, *Recurvoides taimyrensis*; остракоды: *Ogmoconchella ornata*.

**Келимдырская свита, курунгская пачка (нижний тоар).** Слой 3а (см. рис. 2; 3,7 м), в основании которого лежит прослой черных волнистослоистых, листоватых сапропелевых глин мощностью до 20—30 см. Над ним крупные карбонатные бурые с поверхности конкреции, разбитые трещинами, в основании со структурой cone in cone (диаметр конусов достигает 15 см, при высоте 10 см). Выше темно-зеленовато-серые, желтовато-серые, коричневатые до черных листоватые глины с линзами и прослоями сапропелитов, желваками и небольшими фосфатными стяжениями. Линзы сапропелевых глин местами смяты, косо наклонены по отношению к общему падению слоя вниз по реке. Встречаются пятна ожелезнения желтого, буро-желтого цвета и стяжения пирита, многочисленные ростры белемнитов. После дождя на поверхности образуются натечные корочки гипса, придающие толще «песчаный» облик и структуру. В связи с оползнями в центральной части обнажения мощность слоя 3а составляет 3,7 м, перекрывается он сразу глинами слоя 3б. В канаве же верхнего по реке выхода мощность слоя 3а всего 2,2 м и он перекрывается слоем 4.

Фораминиферы на уровне 0—0,5 м от подошвы: *Trochammina kisselmani*, *Lenticulina* sp., *Recurvoides* sp. (ex gr. *taimyrensis*). Выше: *Trochammina kisselmani*, *Recurvoides* sp., *Cornuspira* sp., *Verneuilinoides* sp., *Saccammina inanis*, *Bulbobaculites strigosus*, *Evolutinella taimyrensis*.

**Келимдырская свита (нижний и верхний тоар).** Слой 3б (3,8 м), нижняя граница которого постепенная. Глины темно-серые, иногда с желтоватым оттенком, волнисто- и линзовидно-слоистые, листоватые. На разных уровнях встречены фосфатные стяжения, реже пиритовые. В нижней части слоя линзы желтовато-серых вязких глин. Сапропелитовые прослои и линзы редки, в них встречаются линзочки вмещающих пород.

Фораминиферы: *Trochammina kisselmani*, *Bulbobaculites strigosus*. В верхней части слоя *Saccammina inanis*, *S. ampullacea*, *Glomospira* ex gr. *gordialis*, *Psaemosphaera* sp., *Evolutinella zwetkovi*.

Слой 4 (2,8 м) представлен глинами алевритистыми, темно-серыми, зеленоватыми плитчатыми, пологоволнистослоистыми, местами линзовидно-слоистыми, с фосфатными желваками и прослоями зеленовато-серых глин в верхней части. На уровне 1,5 м от основания слоя находится горизонт эллипсоидальных карбонат-



ных конкреций (до 0,3 м мощности) со структурой *cone in cone* на поверхности. В слое часты ростры белемнитов, двустворки редки. На уровне 0,7 м от подошвы слоя (см. рис. 2) найден верхнетоярский аммонит: *Pseudolioceras compactile*.

Фораминиферы: *Trochammina taimyrensis*, *T. kisselmani*, *Hyperammina* sp., *Saccammina inanis*, *S. ampullacea*, *Recurvoides* sp.1, *Reophax metensis*, *Evolutinella zwetkovi*, *Ammodiscus glumaceus*, *A. siliceus*, *Kutsevela barrowensis*.

Слой 5 (видимая мощность около 7 м). Внизу слоя глины темно-серые, с поверхности слегка буроватые, плитчатые, мелкооскольчатые, местами с желто-коричневыми пятнами ярозитизации и желваками темно-серых буроватых фосфоритов. На высоте 2,3; 2,7 и 5,2 м прослеживаются горизонты коричневатых булковидных сидеритовых конкреций. В верхней части слоя (примерно с уровня 3,5 м от основания) увеличивается примесь обломочного материала и глины постепенно переходят в сильно алевроитовые разности. В толще часты ростры белемнитов, двустворки редки.

Фораминиферы: *Trochammina taimyrensis*, *Verneuilinoides syndascoensis*, *Evolutinella zwetkovi*, *Ammodiscus glumaceus*, *A. siliceus*, *Lenticulina multa*, *Recurvoides* sp.1, *Dentalina* sp., *Nodosaria pulhra*.

**Обнажение 14** (см. рисунки 1 и 2; верхний плинсбах—тоар) расположено на левом берегу р.Келимьяр в 3,5 км выше устья ручья Хотугу-Муойканда-Юрэгэ по прямой. Обнажение представляет собой крутой обрыв высотой около 25—30 м и протяженностью около 250—300 м.

**Кыринская свита (верхний плинсбах).** Слой 1 (видимая мощность около 2,7 м) состоит из глин алевроитисты зеленовато-темно-серых, плотных, неравноплитчатых, массивных с редкими гравием и галькой разной окатанности, валунчиками известняка. Отмечаются желтые и коричневые пятна ярозита, отдельные желваки темно-серого сидерита, мелкие обломки обугленной древесины. В кровле слоя прослой глины алевроитовой (толщина 1—3 см) желтоватый, зеленовато-буроватый, с крупными пятнами ярозита. Из органических остатков определены многочисленные серпулы, более редки двустворки.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *Trochammina lapidosa*, *Hyperammina odiosa*, *Glomospira* ex gr. *gordialis*.

Слой 2 (7,6 м) — глины алевроитовые, зеленовато-серые, с мелкой рассеянной галькой и гравием разной степени окатанности, редкими валунами известкового состава, желваками пирита, обломками пиритизированной и обугленной древесины, массивные, отмечаются желтые и коричневые пятна ярозита. На уровнях 1, 2 и 4 м от основания слоя отдельные линзовидные конкреции сидеритизированного известняка. На высоте 3,5 м горизонт эллипсоидальных конкреций сидеритизированного известняка с редкими брахиоподами. Отдельные желваки темно-серых сидеритов на-

блюдаются на высоте 5 и 7 м. Верхняя граница слоя постепенная. В слое встречены остатки двустворок и брахиопод.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *Saccammina* sp., *Reophax* ex gr. *metensis*, *Trochammina lapidosa*, *Hyperammina odiosa*, *Glomospira* ex gr. *gordialis*.

Слой 3 (1,3 м) — глины желтовато-серые, в свежем изломе голубоватые, вязкие с редкой мелкой галькой. На высоте 0,3—0,6 м от основания слоя прослой глины буроватой, коричневатой плотной неровноплитчатой с остатками двустворок, брахиопод, серпул. Верхняя граница резкая и четкая.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *Jaculella jacutica*, *Reophax* ex gr. *metensis*, *Trochammina lapidosa*, *Hyperammina odiosa*, *Glomospira* ex gr. *gordialis*, *Recurvoides taimyrensis*, *Kutsevela barrowensis*.

**Келимьярская свита, курунгская пачка (нижний тоар).** Слой 4 (3,5 м) — в основании лежит прослой (толщина до 0,6 м) черных, коричневатых волнисто-слоистых, листоватых сапропелевых глин, местами битуминозные сланцеподобные глины с многочисленными рострами белемнитов, редкими двустворками и аммонитами. Здесь же крупные известковистые эллипсоидальные септарии толщиной до 20 см, коричневатожелтые со структурой *cone in cone* в верхней и нижней частях, часто разбитые радиальными трещинами. Выше них линзы коричневых глин (до 10 см толщиной), перемежающиеся с темно-серыми до черных. На них залегают глины пластичные темно-серые, буроватые, желто-серые. На высоте около 1 м прослой (толщина до 3 см) черных сапропелевых глин с неровными границами. Выше опять темно-серые голубоватые глины пластичные горизонтально- и волнисто-слоистые, в верхней части местами ожелезненные, коричневатые, с отдельными конкрециями со структурой *cone in cone*. Иногда встречаются линзы и прослои сапропелевых глин.

В нижней части слоя найдены нижнетоярские аммониты *Harpoceras exaratum* и *H. falciferum*.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *Hyperammina odiosa*, *Recurvoides* ex gr. *taimyrensis*, *Trochammina lapidosa*, *Glomospira* ex gr. *gordialis*, *Reophax* ex gr. *metensis*, *Trochammina* ex gr. *kisselmani*, *Kutsevela barrowensis*, *Ammobaculites* sp. (в основании 0,6 м). Выше: *Ammodiscus siliceus*, *A. glumaceus*, *Trochammina kisselmani*, *Glomospirella* sp., *Kutsevela barrowensis*, *Evolutinella taimyrensis*, *Hyperammina odiosa*, *Recurvoides* sp. 1, *Saccammina inanis*, *Ammoglobigerina canningensis*, *Reophax* ex gr. *metensis*, *Jaculella* sp., *Bulbobaculites strigosus*.

**Келимьярская свита (нижний и верхний тоар).** Слой 5 (4,2 м) — глины алевроитистые и алевроитовые темно-серые, зеленоватые, тонкогоризонтально-слоистые, волнисто-слоистые с массовыми рострами белемнитов, мелкими пятнами ярозитизации и фосфатными желваками. На высоте 0,8 м от основания слоя линза желто-серых глин, выше глины темно-серые алевроитовые, тонкоплитчатые с фосфатными желваками и



обильными рострами белемнитов; 2 м — линзовидный пропласток с раковинами двустворок; 2,9 м — линзовидный прослой толщиной 3—5 см черной, неяснолистоватой глины, под ним глины крупнолистоватые с зеркалами скольжения, блестящие; 4,2 м — прослой черных сапропелевых глин толщиной 3 см с нечеткими границами.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *A. glumaceus*, *Hyperammina* sp., *Reophax* ex gr. *metensis*, *Bulbobaculites strigosus*, *Trochammina kisselmani*, *Evolutinella taimyrensis*, *Glomospirella* sp., *Ammobaculites* ex gr. *lobus*, *Jaculella* sp.

Слой 6 (2,0 м) — глины алевроитистые темно-серые коричневатые, тонконеровноплитчатые с пиритовыми желваками неправильной формы и обильными рострами белемнитов.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *A. glumaceus*, *Hyperammina* sp., *Saccammina inanis*, *Trochammina* ex gr. *taimyrensis*, *Evolutinella zwetkovi*, *Glomospirella* sp., *Jaculella* sp.

Слой 7 (2,3 м) — глины алевроитистые темно-серые с поверхности коричневатые, с пятнами ярозитизации и многочисленными рострами белемнитов. На высоте 0,3 и 0,7 м от подошвы слоя ряды фосфатных желваков. В интервале 0,9—1,0 м от основания конкреции сидеритизированных известняков на поверхности красно-коричневые, желтовато-серые в свежем изломе; 1,6—1,7 м — ряд фосфатных желваков округлой и эллипсоидальной формы; в кровле слоя — тонкий выдержанный (1 см) слой глины коричнево-желто-серой.

Фораминиферы: *Ammodiscus glumaceus*, *Hyperammina* sp., *Trochammina* ex gr. *taimyrensis*, *Evolutinella zwetkovi*, *Saccammina inanis*, *Glomospirella* sp., *Verneuilinoides* ex gr. *syndascoensis*.

**Обнажение 16** (см. рис. 2; верхний плинсбах—тоар) расположено на левом берегу р.Келимяр на большой излучине в 2 км ниже устья р.Улахан-Курунг по прямой. Обнажение представляет собой береговой обрыв высотой 5—10 м и протяженностью около 1,5 км.

**Кыринская свита (верхний плинсбах).** Слой 1 (видимая мощность около 9,6 м) — близ уреза воды отмечаются линзы известковистых конкреций. Глины алевроитовые темно-серые, зеленоватые, неровноплитчатые, плотные, массивные, участками неяснолинзовидно-слоистые с желвачками пирита, рассеянной галькой, гравием, валунами изверженных пород. В толще остатки двустворок, гастропод, серпул. На уровне 2,3 м и 4,2 м от подошвы встречаются небольшие эллипсоидальные и линзовидные известково-глинистые темно-серые конкреции. На высоте 6 м от основания залегают выдержанный линзовидно-эллипсоидальный конкреционный прослой (через 150 м вниз по реке этот прослой фиксируется на уровне 0,5 м от уреза воды) желтовато-серого сидеритизированного известняка. Подобные конкреционные горизонты отмечаются на высоте 6,7; 7,1 и 9,4 м. Верхняя граница слоя четкая, ровная.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *Trochammina lapidosa*, *Hyperammina odiosa*, *Reophax* sp., *Ammobaculites alaskaensis*, *Kutsevelia barrowensis*, *Ichthyolaria terquemi*, *Dentalina* sp., *Anmarginulina arctica*, *Conorboides buliminoides*, *Marginulina amica* и остракоды: *Ogmoconcha longula*.

Слой 2 (1,6 м) представлен глинами алевроитистыми с поверхности желтовато-серыми, обожженными, в раскопках темно-серыми, голубоватыми с редкой мелкой галькой («желтый слой» плинсбаха). Верхняя граница слоя четкая.

Фораминиферы: *Ammodiscus siliceus*, *Hyperammina odiosa*, *Trochammina lapidosa*, *Recurvoides taimyrensis*, *Kutsevelia barrowensis*.

**Келимярская свита, курунгская пачка (нижний тоар).** Слой 3 (см. рис. 2; 1,4 м) в основании которого лежит прослой около 10 см глин серых, буроватых, листоватых, вязких, волнисто-слоистых, с тонкими протяженными линзами черных сапропелевых глин толщиной 1—3 см. На уровне 0,2—0,8 м от подошвы прослой волнисто- и линзовидно-слоистых сапропелевых глин, переслаивающихся с глинами желтовато-серыми, буроватыми с остатками многочисленных белемнитов и редких двустворок. На этом же уровне конкреционный горизонт бурых ожелезненных карбонатных конкреций со структурой *cone in cone* в нижней части. В верхней части глины сланцеватые тонкоплитчатые, тонкогоризонтально-слоистые, темно-серые до черных, буроватые, местами сильно окисленные, на поверхности красноватые и желтоватые, с запахом битума. В самом верху отмечаются включения пирита, над которыми появляются многочисленные раковины двустворок, давленных аммонитов, белемнитов, ракообразных, гастропод. В низах слоя и средней части встречены нижнетоарские аммониты *Harpoceras exaratum*.

Фораминиферы: *Recurvoides taimyrensis*, *Trochammina* ex gr. *lapidosa*, *Trochammina kisselmani*, *Ammobaculites lobus* (основание слоя). Выше: *Trochammina kisselmani*, *Evolutinella taimyrensis*, *Ammobaculites lobus*, *Bulbobaculites strigosus*, *Saracenaria* ex gr. *obesa*, *Lenticulina* sp., *Recurvoides* sp., *Hyperammina* sp., *Tolypammina* sp., *Dentalina kiterbutica*, *Globulina sibirica*, *Eoguttulina* sp.

Слой 4 (2,5 м) — нижняя граница слоя обозначена линзовидными слойками серой глины. Это глины сланцеватые по трещинам интенсивно окисленные, буровато-коричневые, в свежем изломе темно-серые до черных. Встречаются многочисленные крупные ростры белемнитов, желваки фосфоритов. Близ кровли прослой черных сапропелевых глин непостоянной мощности (до 15 см). На отдельных участках обнажения породы слоев 3 и 4 сильно размокшие и четкой границы между ними не прослеживается.

Фораминиферы: *Trochammina kisselmani*, *Evolutinella taimyrensis*, *Ammobaculites lobus*, *Bulbobaculites strigosus*, *Reophax* sp., *Palmula* sp., *Saracenaria* ex gr. *obesa*, *Lagenammina jurassica*,



*Spiroplectammina* sp., *Lenticulina* sp., *Recurvoides* sp., *Hyperammina* sp., *Tolyptammina* sp.

Слой 5 (2,5 м) представляет собой чередование глин сланцевых темно-серых и ярозитизированных с плоскими стяжениями пирита, рострами белемнитов и редкими двустворками. В осыпи слоев 5—6 определены *Dactylioceras* sp. ind., которые свидетельствуют о присутствии аммонитовой зоны *Dactylioceras commune*.

Фораминиферы: *Trochammina kisselmani*, *Evolutinella taimyrensis*, *Ammobaculites lobus*, *Bulbobaculites strigosus*, *Reophax* sp., *Palmula* sp., *Saracenaria* ex gr. *obesa*, *Lagenammina jurassica*, *Spiroplectammina* sp., *Globulina sibirica*, *Eoguttulina* sp.

**Келимйарская свита (нижний и верхний тоар).**  
Слой 6 (1,9 м) — нижняя граница четкая и ровная. На границе фосфатные стяжения и обильные ростры белемнитов. Глины слабо алевроитистые темно-серые, тонконервноплитчатые, с небольшими пятнышками ярозитизации. Часты ряды овальных или линзовидно-эллипсоидальных фосфатных желваков с редкими аммонитами. На уровне 1,9 м от основания слоя горизонт желтоватых линзовидных конкреций сидеритизированного известняка со структурой cone in cone, конусы крупных размеров, диаметром до 20 см. В средней части конкреционного горизонта прослой с обильными рострами белемнитов и обломками крупных аммонитов. В верхах слоя встречаются крупные обломки углещифицированной древесины. В кровле слоя 6 обнаружены крупные обломки *Harpoceras* sp. ind. (ex gr. *subplanatum*).

Фораминиферы: *Trochammina kisselmani*, *Bulbobaculites strigosus*, *Saccammina inanis*, *Ammodiscus glumaceus*, *Evolutinella taimyrensis*.

Слой 7 (5,9 м). Глины алевроитистые темно-серые, нервноплитчатые с темно-серыми сидеритизированными желваками. На уровне 0,7 м от основания слоя горизонт желтоватых линзовидных конкреций сидеритизированного известняка со структурой cone in cone, конусы крупных размеров. В средней части конкреционного горизонта отмечен прослой с обильными рострами белемнитов, обломками крупных аммонитов, двустворок по напластованию. На уровне 3,5 м трассируется горизонт эллипсоидальных и линзовидных конкреций желтовато-серого, красноватого сидеритизированного известняка со структурой cone in cone.

В осыпи слоев 7—8 встречены раковины нижнетоарских аммонитов *Zugodactylites braunianus* и *Dactyloceratidae* gen. et sp. ind.

Фораминиферы: *Ammodiscus glumaceus*, *A. siliceus*, *Saccammina inanis*, *Astacolus praefoliaceus*, *Globulina sibirica*, *Lenticulina multa*; в верхней части слоя появляются: *Verneuilioides syndascoensis*, *Kutsevelia indistincta*, *Lenticulina Orbignyi*, *Astacolus figurata*, *Trochammina taimyrensis*.

Слой 8 (видимая мощность около 2,8 м). Глины алевроитистые темно-серые, нервноплитчатые с многочисленными пятнами ярозитизации, линзовидными скоп-

лениями раковин белемнитов, двустворок. В основании слоя горизонт редких линзовидных красно-коричневых конкреций сидеритизированного известняка, в свежем изломе темно-желтовато-серые. В 0,4 м выше него более выдержанный горизонт линзовидно-эллипсоидальных конкреций размером 10—50 см того же состава, который по простиранию переходит в крупные (0,3—2—2,5 м) конкреции с сидеритовой асимметричной коркой и внутренним крепким ядром. По простиранию на этом уровне тонкие линзы алевроитового материала. В 1,5 м от основания выдержанный горизонт бурых, а в 1,8 м от основания горизонт отдельных эллипсоидальных конкреций сидеритизированного известняка с внутренним ядром.

Фораминиферы: *Ammodiscus glumaceus*, *A. siliceus*, *Saccammina inanis*, *Astacolus praefoliaceus*, *Lenticulina multa*, *Verneuilioides syndascoensis*, *Trochammina taimyrensis*.

Зоны, установленные по аммонитам в изученных разрезах, часто не имеют смыкаемых границ, что осложняет установление их объемов. Тем не менее, даже редкие находки аммонитов в совокупности с четко зафиксированной в их разрезах вертикальной последовательностью позволяют непосредственно сопоставлять их с Общей стратиграфической шкалой (рис. 3).

Наиболее древние верхнеплинскихские аммониты *Amaltheus* spp. были обнаружены в точке наблюдения 16 в 0,5 км по прямой выше устья р.Келимйар на левом его берегу. Первые аммониты тоара зоны *Harpoceras falciferum* встречены в обнажении 14 (*Harpoceras falciferum*, *Harpoceras exaratum*) курунгской пачки (нижняя половина слоя 4) и обнажении 16 (см. рисунки 2 и 3; слой 3). В этом же разрезе в верхах слоя 6 обнаружены крупные обломки *Harpoceras* sp. ind. (ex gr. *subplanatum*); в осыпи слоев 5—6 определены *Dactylioceras* sp. ind., которые свидетельствуют о присутствии аммонитовой зоны *Dactylioceras commune*, а так же в осыпи (слои 7—8) был найден вид-индекс зоны *Zugodactylites braunianus* и остатки *Dactyloceratidae* gen. et sp. ind.

Верхнетоарские аммониты представлены *Pseudolioceras* (*Pseudolioceras*) *compactile* в келимйарской свите обнажения 5, низы слоя 4 (зона *Pseudolioceras compactile*). Более высокие горизонты тоара охарактеризованы представителями *Ps.* (*Ps.*) sp. ind. (ex gr. *wuerttenbergeri*) (обнажение 7, слой 3) и *Grammoceras* sp. ind. (обнажение 7, слой 1 и осыпь), наиболее характерные для аммонитовой зоны *Pseudolioceras wuerttenbergeri*. Таким образом, в естественных выходах р.Келимйар встречены представители практически всех аммонитовых зон тоара (см. рис. 3; без самой нижней и терминальной).

В слое 1 обнажения 16; слое 1 обнажения 5 кыринской свиты, выявлены богатые комплексы фораминифер, набор таксонов которых типичен для фораминиферовой зоны *Anmarginulina arctica* JF8, соответствующей верхней части аммонитовой зоны *Amaltheus*

| Ярус | Подъярус | Аммонитовый<br>Бореальный стандарт<br>[1, 3]                                                                                           | Зоны и слои<br>по аммонитам                                                                                   | Зоны по фораминиферам                                                                                                                                    | Зоны по<br>остракодам                                                   | Литостратиграфическое<br>расчленение | Литостратиграфическое<br>расчленение<br>(предыдущая версия)<br>[9] |
|------|----------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|
| Тоар | Верхний  | <i>Pseudolioceras falcidiscus</i>                                                                                                      | ?                                                                                                             | <i>Pseudolioceras wuerthenbergeri</i><br><i>Pseudolioceras compactile</i>                                                                                | <i>Caff. ocellata</i> JO7                                               | Келимйарская свита (нижняя часть)    | Келимйарская свита (нижняя часть)                                  |
|      |          | <i>Pseudolioceras compactile</i><br><i>Porpoceras spinatum</i><br><i>Zugodactylites monestieri</i><br><i>Zugodactylites braunianus</i> | <i>Pseudolioceras wuerthenbergeri</i><br><i>Pseudolioceras compactile</i><br><i>Zugodactylites braunianus</i> | <i>Astacolus praefoliaceus</i> ,<br><i>Lenticulina multa</i> JF12<br><i>Ammobaculites lobus</i> ,<br><i>Trochammina kisselmani</i> JF11                  | <i>Campocythere ocellata</i> JO6<br><i>Campocythere mandelstami</i> JO4 | Келимйарская свита (нижняя часть)    | Келимйарская свита (нижняя часть)                                  |
|      | Нижний   | <i>Dactylioceras commune</i><br><i>Harposeras falciferum</i><br><i>Eleganticeras elegantulum</i><br><i>Tiltoniceras antiquum</i>       | <i>Dactylioceras commune</i><br><i>Harposeras falciferum</i><br><i>Amaltheus stokesi</i>                      | <i>Recurvoides taimyrensis</i> JF9<br><i>Anarginulina arctica</i> JF8<br><i>Anarginulina gerkei</i> JF7<br><i>Tr. lapidosa</i> , <i>Fr. dubiella</i> JF5 | <i>Ogmoconcha longula</i> JO2                                           | Курунгская пачка ~5-10 м             | Курунгская пачка ~5-10 м                                           |
|      |          | <i>Amaltheus viligaensis</i><br><i>Amaltheus margaritatus</i><br><i>Amaltheus stokesi</i>                                              | <i>Amaltheus stokesi</i>                                                                                      | <i>Tr. lapidosa</i> , <i>Fr. dubiella</i> JF5                                                                                                            | <i>Ogmoconcha longula</i> JO2                                           | Кыринская свита (верхняя часть)      | Кыринская свита (верхняя часть)                                    |

Рис. 3. Региональная стратиграфическая схема плинсбаха и тоара бассейна р.Оленёк

margaritatus и нижней части аммонитовой зоны *Amaltheus viligaensis* (см. рисунки 2 и 3). Разрез кыринской свиты обнажения 14 (слои 1—3) охарактеризован преобладанием фораминифер зоны *Trochammina lapidosa* JF4 (верхний плинсбах — основание тоара). В нижней части обнажения 16 (слой 1) и верхней части обнажения 5 (слой 2) разреза кыринской свиты встречаются единичные остракоды *Ogmoconcha longula* и *Ogmoconchella ornata* (о-зона *Ogmoconcha longula* JO2, верхняя часть геттанга—основание тоара).

В слое 2 обнажения 16; слое 2 обнажения 5; слое 3 обнажения 14 кыринской свиты определен другой комплекс фораминифер — f-зоны JF9a (см. рисунки 2 и 3), более редкими становятся *Trochammina lapidosa*, преобладают *Recurvoides taimyrensis*, многочисленны *Kutsevelia barrowensis*.

Согласно прежним представлениям [2, 8, 9 и др.], самые верхние слои плинсбаха и основания тоара (соответствующие зоне *Recurvoides taimyrensis* JF9) в этом районе отсутствовали. В терминальном «желтом» слое плинсбаха кыринской свиты (слой 2 обнажения 16; слой 3 обнажения 14; слой 2 обнажения 5) впервые установлены комплексы f-зоны JF9, где многочисленны *Recurvoides taimyrensis*, *Trochammina lapidosa*, *Kutsevelia barrowensis* и др. В основании слоя 3 обнажения 16 (келимйарская свита, курунгская пачка) совместно с последними плинсбахскими фораминиферами *Recurvoides taimyrensis*, *Trochammina ex gr. lapidosa* выявлены первые тоарские формы: *Trochammina kisselmani*, *Ammobaculites lobus*. Близкие ассоциации установлены в основании слоя 4 обнажения 14 (0—0,6 м от основания). Таксономический состав комплекса фораминифер основания слоя 3 обнажения 16, основания слоя 4 обнажения 14 типичен для верхней (тоарской) части f-зоны *Recurvoides taimyrensis* JF9b. Совместное нахождение последних плинсбахских и первых тоарских форм свидетельствует о присутствии аналогов нижнетоарской аммонитовой зоны *Tiltoniceras antiquum* [10]. Этот смешанный комплекс широко известен на Северо-Востоке России [3, 10], в разрезах Европы [11 и др.] и впервые установлен на севере Восточной Сибири. До настоящего времени в основании тоарского яруса севера Восточной Сибири указывалось региональное стратиграфическое несогласие [2, 8, 9]. В разрезе основания курунгской пачки слоя 3 обнажения 5 в канаве 1 микрофауны не выявлено, а в низах слоя 3 канавы 2 определены фораминиферы нижнетоарской зоны *Ammobaculites lobus*, *Trochammina kisselmani* JF11 (см. рисунки 2 и 3).

Начиная с 0,1 м от основания слоя 3 и до слоя 6 обнажения 16, верхняя часть слоя 4 и 5 обнажения 14, верхняя часть слоя 3а — нижняя половина слоя 3б обнажения 5 (келимярская свита, курунгская пачка и перекрывающие ее слои) в комплексах резко преобладают *Trochammina kisselmani*, субдоминантами периодически бывают *Evolutinella taimyrensis*, *Ammobaculites lobus*, *Bulbobaculites strigosus*, относительно редки *Reophax* sp., *Palmula* sp., *Saracenaria* ex gr. *obesa*, *Lagenammina jurassica*, *Spiroplectammina* sp., *Lenticulina* sp., *Recurvoides* sp., *Hyperammina* sp., *Tolypammina* sp., *Dentalina kiterbutica*, *Palmula primordialis*, *Globulina sibirica*, *Eoguttulina* sp. Эти комплексы характеризуют f-зону *Ammobaculites lobus*, *Trochammina kisselmani* JF11, являющуюся межрегиональным стратиграфическим репером (а-зона *Harpoceras falciferum* — низы а-зоны *Dactylioceras commune*).

В вышележащем комплексе (слои 7 и 8 обнажения 16; верхи слоя 3б — слой 5 обнажения 5; слои 6 и 7 обнажения 14; келимярская свита) определены формы, характеризующие f-зону *Astacolus praefoliaceus*, *Lenticulina multa* JF12. Следует отметить, что начиная с верхней половины слоя 7 обнажения 16 в комплексах встречаются *Verneuilioides syndascoensis*, *Lenticulina Orbignyi*, *Trochammina taimyrensis*, известные в разрезах северного полушария, начиная с верхнего тоара (основание а-зоны *Pseudolioceras compactile*). Таким образом, граница нижнего и верхнего тоара в обнажении 16 может быть определена в слое 7 на уровне 3,5 м от подошвы и прослежена в северном направлении (см. рис. 2).

Следовательно, исследованиями установлено, что в эталонных разрезах долины р.Келимяр присутствует непрерывный стратиграфический разрез пограничных слоев плинсбахского и тоарского ярусов и оба подъяруса последнего, что вносит существенные коррективы в стратиграфическую схему этого района. Выявлена полная последовательность аммонитовых зон тоара (без самой нижней и терминальной). Впервые установлена f-зона *Recurvoides taimyrensis* JF9, нижняя часть (JF9a) которой соответствует верхам а-зоны *Amaltheus viligaensis*, а верхняя (JF9b) — а-зоне *Tiloniceras antiquum*. Стратиграфическое положение этого комплекса подтверждено плинсбахскими и тоарскими аммонитами на Северо-Востоке России. Нижняя граница курунгской пачки совпадает с границей плинсбаха и тоара; в ряде разрезов самые низы курунгской пачки соответствуют верхам f-зоны *Recurvoides taimyrensis* JF9 (JF9b) — аналогу аммонитовой зоны *Tiloniceras antiquum*.

Ранее верхняя граница курунгской пачки келимярской свиты изменялась в пределах аммонитовой зоны *Zugodactylites braunianus* (см. рис. 3; от основания до кровли). Анализ распределения аммонитов и комплексов микрофауны позволил установить точное

стратиграфическое положение верхней границы высокоуглеродистой курунгской пачки: внутри аммонитовой зоны *Dactylioceras commune* и в кровле f-зоны *Ammobaculites lobus*, *Trochammina kisselmani* JF11 (см. рисунки 2 и 3). Таким образом, курунгская пачка келимярской свиты отвечает полному объему китербютского горизонта Региональной стратиграфической шкалы юры Сибири (см. рис. 3).

Курунгская пачка обладает высоким нефтегенерационным потенциалом. Содержание органического углерода изменяется от 2 до 6%, в ряде случаев достигая 12%, а битумоидов 0,3% [2]. Сапропелевые разности полностью представлены коллоальгинитом, источником которых служили желто-зеленые и сине-зеленые водоросли, примесь гумусового материала невелика (единичные зерна).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 06-05-64439, 09-04-00757, 09-05-00136), РФФИ — Восток № 09-05-98518 и программ Президиума РАН № 20 и 24.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Борельный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 99—128.
2. Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. — Якутск, 1991.
3. Князев В.Г., Девятков В.П., Кутыгин Р.В. и др. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. — Якутск, 2003.
4. Никитенко Б.Л. Зональная шкала нижней и средней юры на севере Сибири по фораминиферам // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 3—14.
5. Никитенко Б.Л. Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири: основные закономерности эволюции и зональная шкала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. № 2 (4). С. 38—55.
6. Никитенко Б.Л. Палеобиогеография ранней юры и аалена Арктики по микрообентосу (фораминиферы и остракоды) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 63—84.
7. Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофауны юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). — Новосибирск: Параллель, 2009.
8. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. — Новосибирск. 1981.
9. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000.
10. Nikitenko B.L., Mickey M.B. Foraminifera and ostracodes across the Pliensbachian-Toarcian boundary in the Arctic Realm // Geological Society. London. Special Publications. 2004. Vol. 230. Pp. 137—173.
11. Rieggraf W. Microfauna, Biostratigraphie und Fazies im Unteren Toarcium Südwestdeutschlands und Vergleiche mit benachbarten Gebieten // Tübinger Micropalaontology. Vol. 3. 1985. Pp. 1—232.



## Эоцен Кенгдейской впадины (Северное Верхоянье, Арктическая Якутия)

А.И.СЕРГЕЕНКО, А.В.ПРОКОПЬЕВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; e-mail: prokopiev@diamond.ysn.ru)

Описаны стратиграфические разрезы нижнеэоценовых отложений кенгдейской свиты (Кенгдейская впадина, Северное Верхоянье). Для пород приведены данные по гранулометрическому и химическому составу, минеральным ассоциациям; рассчитаны минералогические коэффициенты. Установлено, что в раннем эоцене при формировании отложений впадины происходила частая смена режимов седиментации: озерных и аллювиально-озерных, болотных, прибрежно-морских. В целом, территория представляла собой прибрежно-континентальную равнину, периодически заливаемую морем.

*Ключевые слова:* Кенгдейская впадина, кенгдейская свита, палеоген, эоцен, стратиграфия, минеральные ассоциации, геохимия, палеогеография, Северное Верхоянье, Арктика.

## The Eocene of the Kengdey basin (North Verkhoyansk, Arctic Yakutia)

A.I.SERGEENKO, A.V.PROKOPIEV

Stratigraphic sections of the Lower Eocene rocks of the Kengdey Formation (Kengdey basin, North Verkhoyansk) are described. Data on the granulometric and chemical compositions and mineral assemblages of the rocks are given, and mineralogic coefficients are calculated. It is established that in the Early Eocene, rocks of the Kengdey basin were forming in frequently changing sedimentation conditions: lacustrine, alluvial-lacustrine, marsh, and littoral-marine. In general, the territory was a coastal plain repeatedly flooded with seawater.

*Key words:* Kengdey basin, Kengdey Formation, Paleogene, Eocene, stratigraphy, mineral assemblages, geochemistry, paleogeography, North Verkhoyansk, the Arctic.

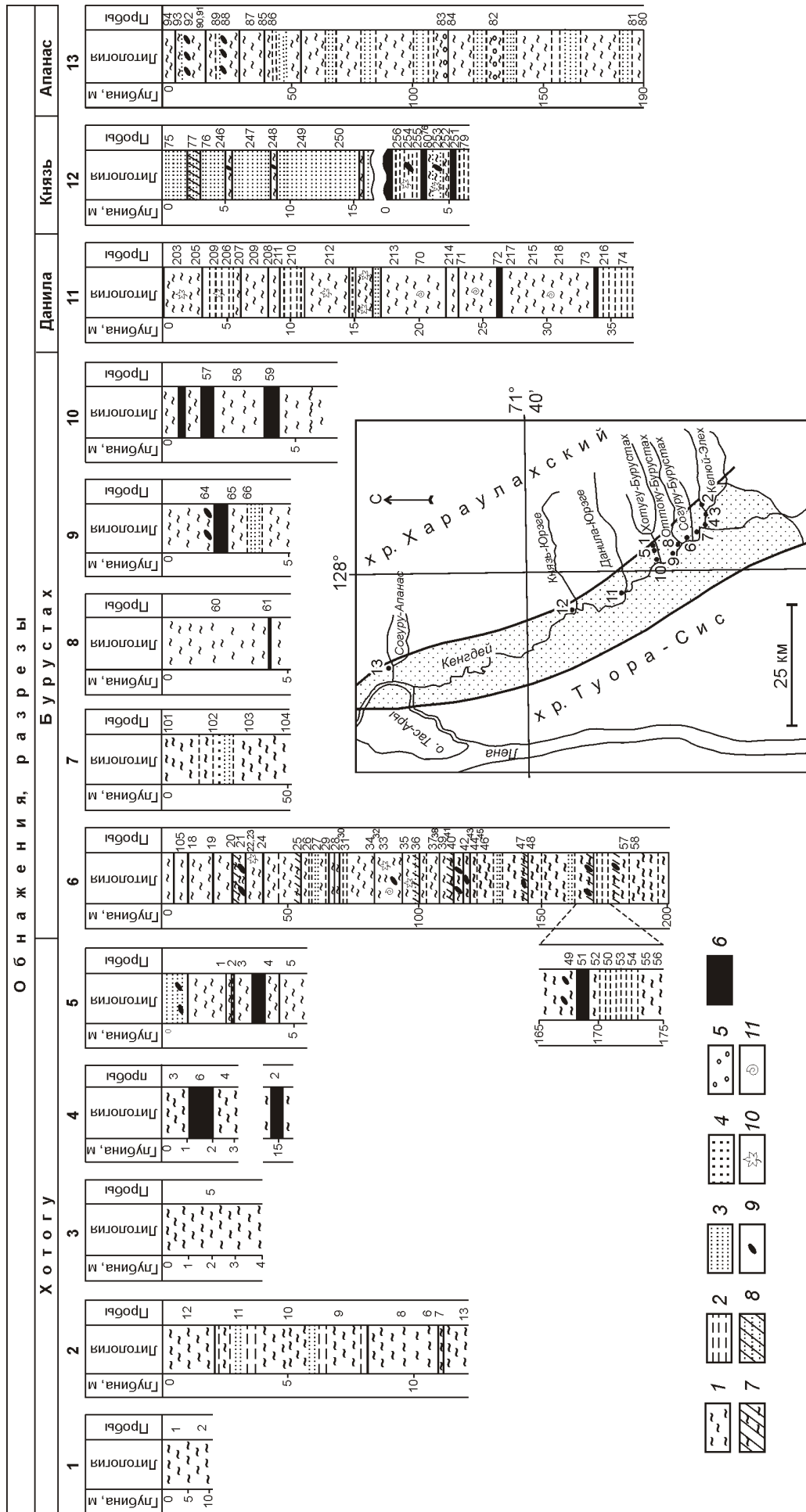
В Северном Верхоянье локализована серия грабенообразных впадин (Кенгдейская, Согойская, Кингская, Кунгинская, Быковской протоки и др.), выполненных палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Считается, что эти впадины сформировались в палеогене в процессе ранней фазы рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хр.Гаккеля и ограничены крутыми сбросами [5]. Предполагается, что отложения были смяты в складки и деформированы более поздними взбросами и надвигами северо-западной вергентности в неогене [2], или в среднем миоцене [14], или в среднем плейстоцене [6]. Наиболее крупная — Кенгдейская впадина, протягивающаяся между хребтами Хараулах и Туора-Сис на расстоянии 80 км от устья р.Келюй-Элех до низовьев р.Согуру-Апанас (рис. 1). Палеогеновые отложения, выполняющие впадину, выделены М.Ф.Лобановым в кенгдейскую свиту [13]. По данным палинологического, флористического, диатомового палеонтологического анализов ее возраст определен ранним эоценом [7, 11, 17]. Отдельные выходы свиты широко распространены по долинам правых притоков р.Кенгдей. В целом в каждом из выходов свиты породы залегают с падением на запад и северо-запад под средним углом в 17° и, несмотря на некоторую разобщенность и фрагментарность, эти литологические разрезы в целом характеризуют разрез кенгдейской свиты в следующей последовательности, снизу вверх (обнажения, разрезы):

Хотогу — 1—5, Бурустах — 6—10, Данила — 11, Князь — 12, Апанас — 13 (см. рис. 1). В статье впервые приведено описание этих разрезов, хотя их изучение проводилось более четверти века назад. Необходимость такого исследования продиктована тем, что слабо сцементированные палеогеновые отложения легко подвержены разрушению сезонными потоками как р.Кенгдей, так и ее притоков и, как показал опыт полевых работ 2009 г., большей части описываемых обнажений в настоящее время уже не существует.

Кенгдейская свита представлена чередованием глин, алевроитов, алевролитов, пластов бурого угля, песков и песчаников. Глины, алевроиты и алевролиты белого, у контакта с углем коричневатого, нередко охристого цветов, включают фауну моллюсков. Угли (мощность от первых сантиметров до 1,5—2,0 м) бурые, матовые, имеют полосчатое строение и раковистый излом, содержат большое количество глинистого материала. Пески и песчаники светлого и бурого цветов, разнотекстурные, часто с обломками углефицированной древесины и отпечатками листьев. Свита в целом слаболитифицированная. Приведем описание наиболее полных, опорных разрезов.

В обнажении *Данила* (см. рис. 1, разрез 11), расположенном на правом берегу р.Кенгдей непосредственно ниже устья ее правого притока р.Данила-Юргэ, палеогеновые отложения образуют антиклинальную складку с относительно крутым западным





**Рис. 1. Стратиграфические разрезы нижнего эоцена Кенгдейской впадины Северного Верхоянья:**

1 — глина; 2 — алевроит; 3 — песок; 4 — гравий; 5 — галька; 6 — уголь; 7 — аргиллит; 8 — песчаник; 9 — конкреции; 10 — флора; 11 — фауна, на врезке показано местоположение впадины и изученных разрезов

(20—22 ) и положим (10 ) восточным крыльями [7].  
Здесь вскрываются, сверху вниз:

Мощность,  
м

*Лежащий бок:*

|                                                                                                                                                                                                 | Мощность,<br>м |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1. Уголь рассланцованный . . . . .                                                                                                                                                              | 0,2            | 1. Пески мелко- и среднезернистые, слоистые, светло-серые, иногда ожезженные, пылеватые и мучнистые. В интервале 2,0—3,0 м сцементированы до песчаников .                                                                                                                                                             | 5,0 |
| 2. Алевриты глинистые светло-серые; в интервале 2,0—5,8 м опесчаненные серые с зеленоватым оттенком. Отмечаются многочисленные углефицированные древесные остатки и отпечатки листьев . . . . . | 5,6            | 2. Пески мелко- и среднезернистые, светло-серые, алевриты серые, слоистые, включающие обуглившиеся растительные остатки. В кровле и подошве — глины (0,5 м) светло-коричневые, тонкослоистые и с карбонатно-глинистыми конкрециями (0,5—0,8 м). Отмечаются разнонаправленные прослойки (0,5 см) бурого угля . . . . . | 4,0 |
| 3. Чередование глин буровато-серых, светло-коричневых и пластов (0,1—0,3 м) бурого угля. . . . .                                                                                                | 3,4            | 3. Переслаивание песков светло-серых и алевритов серых, включающих обуглившиеся растительные остатки; на глубине 16,0 м прослой (0,4 м) глины темно-серой, вязкой .                                                                                                                                                   | 8,0 |
| 4. Алевриты, пески мелкозернистые горизонтально-слоистые. . . . .                                                                                                                               | 1,8            | <i>Висячий бок:</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |     |
| 5. Глины светло-коричневые, с раковистым изломом, с прослоями (0,5—1,8 м) алевритов зеленовато-серых и песков мелкозернистых . . . . .                                                          | 6              | 1. Уголь бурый, плотный . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 0,5 |
| 6. Глины светло-коричневые с раковистым изломом, встречаются створки раковин унионид . . . . .                                                                                                  | 5,0            | 2. Алевриты светло-серые с обуглившимися растительными остатками; отмечаются отпечатки листьев, а также редкие карбонатно-глинистые конкреции (до 0,5 м) . . . . .                                                                                                                                                    | 2,0 |
| 7. Уголь бурый плотный, блестящий . . . . .                                                                                                                                                     | 0,2            | 3. Уголь бурый, плотный . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                     | 0,5 |
| 8. Глины светло-коричневые с раковистым изломом, наблюдаются многочисленные створки раковин унионид. . . . .                                                                                    | 13,3           | 4. Переслаивание глин серых, вязких, алевритов серых и мелкозернистых песков светло-серых. Наблюдаются обуглившиеся растительные остатки и карбонатно-глинистые конкреции (до 0,5 м) . . . . .                                                                                                                        | 2,0 |
| 9. Уголь бурый рассланцованный . . . . .                                                                                                                                                        | 0,3            | 5. Уголь плотный (0,5 м), подстилаемый глиной темно-серой, вязкой, тонкослоистой . . . . .                                                                                                                                                                                                                            | 0,7 |
| 10. Алевриты с черными углистыми прослоями (0,2—0,3 м), пески мелкозернистые, зеленовато-серые . . . . .                                                                                        | 3,5            | 6. Алевриты серые, сильно сцементированные, видимая мощность. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                 | 0,6 |

На цокольной террасе недалеко от охарактеризованного выше разреза пробурена скважина [С.И.Грошин, 1958] (снизу вверх):

|                                                                                                                                                                                         | Мощность,<br>м | Другие частные разрезы имеют близкое строение (см. рис. 1). Суммарная мощность кенгдейской свиты оценивается в 500—600 м [11].                                                                                                                                                                                                                                                                  |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1. Глины палевые и темно-серые, плотные, переходящие в алевролиты. Включают до 11 пластов бурого угля мощностью 0,8 и 2,0 м, а также обильное количество растительного детрита. . . . . | 52             | В разрезе кенгдейской свиты наиболее распространены алевритовые глины (фракции 0,01 мм) — 78,8(70—90%), меньше содержится разномзернистых песков ( 0,01 мм) — 22(0,5—54%). Выход тяжелой фракции 0,2—2,0%.                                                                                                                                                                                      |
| 2. Глины палевые и темно-серые, песчанистые с прослоями песчаников мощностью 0,5—2,5 м. Постоянно встречается растительный детрит . . . . .                                             | 30             | В породообразующем терригенно-минералогическом комплексе преобладают плагноклазы и калиевые полевые шпаты (в сумме в среднем до 70%), меньше кварца (22%), мало обломков пород (см. таблицу). По положению фигуративных точек на диаграмме [4, 12], осадки соответствуют преимущественно аркозовым образованиям, в меньшей степени — полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам (рис. 2). |

Обнажение **Князь** (см. рис. 1, разрез 12) описано на правом берегу р.Кенгдей в 0,7 км ниже устья ее правого притока р.Князь-Юрэгэ. Здесь установлен навод, по которому совмещены песчаные и преимущественно угленосные части разреза кенгдейской свиты [11]. В обнажении прослежены (сверху вниз):

Минеральная ассоциация аллотигенной составляющей тяжелой фракции лейкоксен-циркон-гранато-

**Минералого-геохимические характеристики кенгдейской свиты**

| Характеристики                                           | Компоненты                                                                                             | Содержание      |
|----------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|
| <i>Минералогические</i>                                  |                                                                                                        |                 |
| Породообразующий терригенно-минералогический комплекс, % | Кварц                                                                                                  | 22 (14—16)      |
|                                                          | Калиевые полевые шпаты                                                                                 | 19,9 (5—37)     |
|                                                          | Плагиоклазы                                                                                            | 49,5 (36—74)    |
|                                                          | Обломки пород:                                                                                         |                 |
|                                                          | глинисто-слюдистые                                                                                     | 2,9             |
|                                                          | кремневые                                                                                              | 1,2,            |
|                                                          | кремнисто-углистые                                                                                     | 0,9             |
| Аллохтонная составляющая тяжелой фракции, %              | Гранаты                                                                                                | 38,9 (3—70)     |
|                                                          | Циркон                                                                                                 | 15,6 (3—29)     |
|                                                          | Лейкоксен                                                                                              | 14,1 (6—33)     |
|                                                          | Анализ                                                                                                 | 7,4 (0,8—19)    |
|                                                          | Ильменит                                                                                               | 7,6 (2—13)      |
|                                                          | Сфен                                                                                                   | 2,6 (2—4)       |
|                                                          | Апатит                                                                                                 | 4,0 (5—12,6)    |
|                                                          | Турмалин                                                                                               | 3,3 (1—10)      |
|                                                          | Рутил                                                                                                  | 2,6 (1—6)       |
|                                                          | Эпидот                                                                                                 | 1,7 (0,1—5)     |
|                                                          | Биотит, хромпикотит, андалузит, аксинит, пироксены. Минеральная ассоциация лейкоксен-циркон-гранатовая | Единичные зерна |
| Аутигенные минералы (% от всей тяжелой фракции)          | Карбонаты                                                                                              | до 57,          |
|                                                          | Гидроксиды железа                                                                                      | до 1,5          |
| Минеральный состав глинистой фракции ( 0,001 мм)         | Преобладают гидрослюда, каолинит и хлорит-вермикулит, присутствуют хлорит, галлуазит                   |                 |
| <i>Химические</i>                                        |                                                                                                        |                 |
| Химический состав глинистой фракции ( 0,001 мм), %       | SiO <sub>2</sub>                                                                                       | 48,41 (46—50);  |
|                                                          | TiO <sub>2</sub>                                                                                       | 0,71 (0,6—0,9); |
|                                                          | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                                                         | 28,93 (27—31);  |
|                                                          | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                                                         | 1,48 (0,2—4);   |
|                                                          | FeO                                                                                                    | 1,41 (0,9—2);   |
|                                                          | MnO                                                                                                    | 0,05            |
|                                                          | MgO                                                                                                    | 1,52 (1,2—2);   |
|                                                          | CaO                                                                                                    | 0,27 (0,2—0,6); |
|                                                          | Na <sub>2</sub> O                                                                                      | 1,17 (1—3);     |
|                                                          | K <sub>2</sub> O                                                                                       | 5,6 (2—5)       |
|                                                          | H <sub>2</sub> O                                                                                       | 8,21 (7—9);     |
|                                                          | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                                                                          | 0,13 (0,1—0,3); |
|                                                          | п.п.п.                                                                                                 | 4,72 (2,6—7,1); |
|                                                          | H <sub>2</sub> O                                                                                       | 2,78 (2,36—4);  |
|                                                          | C <sub>орг</sub>                                                                                       | 1,2 (0,6—4)     |

| Характеристики                                                            | Компоненты             | Содержание                   |
|---------------------------------------------------------------------------|------------------------|------------------------------|
| Микроэлементы в глинистой фракции<br>(кларки концентраций, среднее)       | Sc                     | 2,0                          |
|                                                                           | V                      | 1,5                          |
|                                                                           | Cr                     | 1,4                          |
|                                                                           | Pb                     | 1,4                          |
|                                                                           | Zn                     | 1,2                          |
|                                                                           | Ga                     | 1,0                          |
|                                                                           | Ba                     | 0,8                          |
|                                                                           | Co                     | 0,8                          |
|                                                                           | Cu                     | 0,5                          |
|                                                                           | Ni                     | 0,4                          |
|                                                                           | Sr                     | 0,3                          |
|                                                                           | Au                     | 20 (15—30)                   |
|                                                                           | Ag                     | 3,1 (2—4)                    |
| Коэффициенты зрелости глин                                                | $Al_2O_3/Na_2O$        | 28 (9—37)                    |
|                                                                           | $K_2O/Na_2O$           | 5 (1,7—7,7)                  |
|                                                                           | Cr V Sc/Ni Co Sr       | 3,9 (2,3—3,6)                |
| Содержание легкорастворимого железа в<br>глинистой фракции ( 0,001 мм), % | $Fe_2O_3$              | 0,6 (0,3—2,3)                |
|                                                                           | FeO                    | 0,8 (0,3—1,0)                |
|                                                                           | Коэффициенты окисления | $Fe_2O_3/FeO$ —0,8 (0,2—3,0) |

Примечание. В скобках — пределы колебаний содержаний.

вая. Аутигенные минералы представлены в основном карбонатами, и частично гидроксидами железа (см. таблицу). Следует отметить, что в частных разрезах Кенгдейской впадины количественные соотношения различных минералов изменяются.

В нижней части разреза в обнажении Бурустах в тяжелой фракции доминируют (в %): лейкоксен 20,8—32,7; циркон 21,9—29,0; ильменит 9,6—11,8; анатаз 9,4—19,2; турмалин 5,5—9,9; апатит 0,3—6,8;

гранат 0,5—4,6; сфен 0,8—1,7. Характерно присутствие в значительных количествах аутигенных карбонатов (до 57,3%). Минеральная ассоциация — ильменит-циркон-лейкоксеновая (рис. 3).

В вышележащих по разрезу отложениях, в частности в обнажениях Данила и Князь значительно увеличивается содержание (в %): гранатов 40,4—70,0; сфена 0,6—4,0; уменьшается количество циркона 2,8—20,1; лейкоксена 3,2—19,6; анатаза 0,8—8,1;

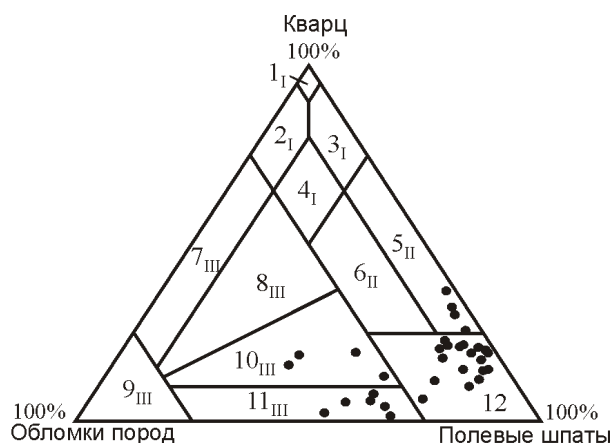


Рис. 2. Диаграмма кварц—полевошпаты—обломки пород [4, 12] для пород кенгдейской свиты:

поля диаграммы: кварцевая группа (песчаники): 1<sub>I</sub> — мономиктовые кварцевые, 2<sub>I</sub> — кремнекласитокварцевые, 3<sub>I</sub> — полевошпат-кварцевые, 4<sub>I</sub> — мезомиктовые кварцевые; аркозвая группа: 5<sub>II</sub> — собственно аркозы, 6<sub>II</sub> — граувакковые аркозы; граувакковая группа (граувакки): 7<sub>III</sub> — кварцевые, 8<sub>III</sub> — полевошпат-кварцевые, 9<sub>III</sub> — собственно граувакки, 10<sub>III</sub> — кварц-полевошпатовые, 11<sub>III</sub> — полевошпатовые; 12 — полевошпатовые пески





Рис. 3. Минералогическая характеристика нижнеэоценовых отложений Кенгдейской впадины:

А — распределение минералов тяжелой фракции по разрезу: 1 — ильменит, 2 — лейкоксен, 3 — гранат, 4 — циркон; Б — изменение минеральной ассоциации: 5 — ильменит, 6 — лейкоксен, 7 — гранат, 8 — циркон, 9 — эпидот, 10 — пироксены, 11 — прочие; В — распределение минералов легкой фракции по разрезу: 12 — кварц, 13 — калиевые полевые шпаты, 14 — плагиоклазы, 15 — обломки горных пород

ильменита 1,5—13,3; рутила 0,9—3,4; турмалина 0,2—2,0; аутигенного карбоната 0,3—0,9. Минеральная ассоциация — циркон-гранатовая (см. рис. 3).

Минералогические коэффициенты, отражающие химическую зрелость терригенно-минералогических ассоциаций, оценивались по отношению химически устойчивых и неустойчивых компонентов [1] и в целом для свиты имеют следующие значения: палеогеографический (лейкоксен, рутил, анатаз, циркон, турмалин, андалузит, ильменит, апатит, гранаты, пироксены) — 19, кварц-калиево-полевошпатовый — 1,6. В обнажении Бурустах палеогеографический коэффициент равен 20, а в вышележащих по разрезу отложениях в обнажениях Данила и Князь, соответственно 8 и 19. Также изменяется коэффициент кварц-калиево-полевошпатовый, соответственно от 3,2 до 0,9.

Химический состав и микроэлементный состав пород был определен в ИГАБМ СО РАН методами классической химии и атомно-эмиссионным анализом.

Концентрации микроэлементов в отложениях кенгдейской свиты характеризуются неравномерным распределением. В целом, в этих осадках в повышенных количествах содержатся (среднее содержание в  $n 10^{-3}\%$ ): Ti 420, Ba 50, Zr 30; меньше Mn 14, V 12, Zn 6, Sr 6, Cr 6, Y 4, Pb 2, Ga 2, Cu 2, Ni 2, Sc 1; незначительно: Co 0,9, Yb 0,3, Be 0,2, Sn 0,2. Общей закономерностью в распределении микроэлементов вверх по разрезу является тенденция повышения концентраций большинства из них.

В глинах (фракция  $< 0,001$  мм) преобладают гидрослюда, каолинит, хлорит-вермикулит, в отдельных прослоях отмечается примесь хлорита и галлуазита. Химический состав довольно однообразный (см. таблицу). Повышенные содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  до 2,95% отра-

жают довольно низкую зрелость глинистого вещества ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  28,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  5). Изменение коэффициента окисления (отношения легкорастворимых форм железа)  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  от 0,2 до 3,0 свидетельствуют о частой смене окислительно-восстановительных обстановок [3]. В глинах из наиболее древних осадков (обнажение Хотугу) содержатся (в %):  $\text{Al}_2\text{O}_3$  30,09 (повышенное количество);  $\text{TiO}_2$  0,88;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,88; CaO 0,20; MgO 1,30;  $\text{Na}_2\text{O}$  1,05. Коэффициенты зрелости глин, отражающие интенсивность химического выветривания в областях сноса, имеют следующие значения:  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  29,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  5,1. Коэффициент окисления в среднем равен 0,9. Выше по разрезу, в обнажении Бурустах, содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 28,42%. Незначительно уменьшается зрелость глинистого вещества:  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  26,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  4,7. Коэффициент окисления повышается до 1,3. В обнажениях Данила и Князь зрелость глинистого вещества имеет наиболее низкие значения:  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  23, 28;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  4, 3. Коэффициент окисления понижается до 0,3—0,2. В глинах обнажения Апанас отмечается наиболее высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и, соответственно, более высокая зрелость глинистого вещества —  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  36,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  7,2. Коэффициент окисления повышается до 0,9.

Количественное распределение микроэлементов в глинистой фракции довольно неравномерно. По уменьшению степени накопления (кларк концентрации по [18]) они образуют следующий ряд (среднее): Sc 2,0; V 1,5; Cr 1,4; Pb 1,4; Zn 1,2; Ga 1,0; Ba 0,9; Co 0,8; Cu 0,5; Ni 0,4; Sr 0,3; Au 20.

Для глинистого вещества отложений нижней части разреза (обнажение Хотугу) характерны повышенные содержания почти всех элементов (кларк concentra-

ции): Sc 2,3; Cr 1,7; V 1,5; Pb 1,4; Zn 1,1; Co 1,0. Содержания остальных компонентов ниже кларковых.

Вверх по разрезу (обнажение Бурустах) отмечается уменьшение кларков концентрации: Sc до 1,8; Cr 1,3; V 1,3; увеличение Pb 1,6. В вышележащих осадках в обнажении Данила повышаются кларки концентрации Sc до 2,3; Zn 1,4; Ga 1,4; снижается Co до 0,5 и Pb 1,2. Распределение кларков концентрации микроэлементов в осадках в обнажении Князь в целом аналогично распределению в обнажении Данила, кроме резкого повышения содержания Cr до 2,3 и уменьшения Sc до 1,4. Для глин из обнажения Апанас характерны наиболее высокие для всего разреза концентрации V 2,0; Be 1,4; Pb 1,6.

В разрезе алевроит-глинистых осадков Кенгдейской впадины прослеживаются прослои и линзы литофицированных песчаников, алевролитов, аргиллитов с карбонатным цементом. Химический анализ карбонатной составляющей этих отложений (5%-ная соляно-кислая вытяжка) показал следующее распределение карбонат-образующих элементов. Наибольшая концентрация CaO и MgO отмечается в песчаниках. В них содержится (в %): CaO 7,79—11,95; MgO 5,27—8,26; FeO 1,21—4,10; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,99—1,22; MnO 0,1—0,8. Аморфный кремний и различные виды серы составляют десятые и сотые доли процента. По степени концентрации этих элементов аргиллиты и в меньшей степени алевролиты резко отличаются от песчаников. В аргиллитах и алевролитах максимально накапливались (в %): FeO 40,75—27,64; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,46—3,00; CaO 5,04—1,24; MgO 0,57—3,30; MnO 0,57—0,64. Аморфный кремний и сера присутствуют также в незначительном количестве. Определение содержаний карбонатных минералов показало, что цемент песчаников состоит в основном из кальцита, меньше доломита и сидерита. В аргиллитах сидерит преобладает над кальцитом, в алевролитах они находятся в приблизительно равных количествах. Карбонатизация аргиллитов и алевролитов происходила в резко восстановительных условиях (коэффициент окисления 0,1), песчаников — в более нейтральной среде (коэффициент окисления 0,2—0,8).

Повышенные содержания микроэлементов имеют песчаники, в которых присутствуют (в  $10^{-3}$  %): Cr 5—15; Ba 20—30; Zn до 10; Sr 0—10; Pb 1,2—1,4; Ni 0—1; V 2—3; Cu 0,7—1,5; Ga 0,5—0,7. В аргиллитах и алевролитах их концентрация заметно меньше: Cr 1—5; Ba 20—10; Ni 0,2—1,0; Pb 0,5—1,1; Cu 0,3—0,7; Ga 0,3—0,5; в повышенных количествах отмечается V 3—10.

Проведенный анализ глинисто-карбонатной конкреции из обнажения Князь показал сходство состава карбонатной составляющей с вышеохарактеризованными аргиллитами (в %): CaO 0,71; MgO 0,19; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,26; FeO 42,54; MnO 0,08, аморфный кремний и сера также содержатся в незначительных количествах. Коэффициент окисления равен 0,1. Содержание

микроэлементов в конкрециях составляет (в  $10^{-3}$  %): Cr нет; V 2; Ba 10; Sr нет; Cu 0,2; Pb 0,5; Zn 10; Ga 0,3; Ni 0,5.

В целом кенгдейская свита характеризуется комплексом индикаторных минералого-геохимических показателей (см. таблицу).

Переслаивание различных по гранулометрическому составу отложений от песчаных разностей до алевроитовых глин и углей указывает на частую смену режимов седиментации: озерных и аллювиально-озерных, болотных, прибрежно-морских, что обусловлено чередованием этапов континентального и морского (трансгрессивного) осадконакопления [15]. О морском генезисе отдельных прослоев глин в обнажении Апанас и глинистых алевроитов в обнажении Князь свидетельствуют находки морских диатомовых водорослей [9].

Палинокомплекс, выделенный из кенгдейской свиты, по своему составу отражает палеорастительность сосново-широколиственных лесов с заметным участием вечнозеленых покрытосеменных. Наиболее широко были распространены сосна, ель, тсуга, береза, ольха, гикори, орех, дзельква, граб и другие листопадные; теплолюбивые — магнолиевые, тутовые, аралиевые, альфароа, энгельгардия; вечнозеленые — дубы, хамамелис, фотергилла, ремнецветник, зонтичная сосна, метасеквойя, ногоплодник, дакридиум. Судя по отпечаткам листьев, присутствовали гинкго, троходендронидес, ликвидамбр, платан, бук и др. Климат оценивается как теплоумеренный с элементами субтропиков со средней температурой января 7—10, июля 20—25 °С. Годовое количество осадков до 1000 мм [17].

Чередование разнофациальных осадков подтверждается изменчивостью в разрезе кенгдейской свиты ряда геохимических параметров. Так, стойкая болотная обстановка характеризуется низкими значениями коэффициентов окисления (1,0 — восстановительная среда), зрелости глинистого вещества.

Повышенные концентрации в глинистой фракции Co, V, Ni, Cu, Zn обусловлены их накоплением главным образом на глеевом и сорбционном геохимических барьерах. В тяжелой фракции песчаной размерности в значительных количествах (до 86%) присутствуют карбонатные агрегаты.

В условиях с большей гидродинамической активностью, в открытых водоемах с окислительной обстановкой (коэффициент окисления 1,0) наблюдается тенденция к увеличению коэффициентов зрелости глинистого вещества, накоплению в относительно повышенных концентрациях Ga, Pb, Ba, Sc.

Близкий к субтропическому теплый и влажный климат в период формирования осадков кенгдейской свиты был благоприятен интенсивному проявлению гипергенных процессов. Однако довольно значительное расчленение рельефа в области сноса при активизации эрозии и денудации обусловило образование

только неполного профиля кор химического выветривания. Об этом свидетельствует относительно низкая зрелость глинистого вещества ( $Al_2O_3/Na_2O$  26—30;  $K_2O/Na_2O$  3—7; Cr V Sc/Ni Co Sr 3,9 (2,3—3,6) кенгдейских отложений.

В разрезе кенгдейской свиты по ряду минерало-геохимических показателей можно выделить две пачки с несколько различными условиями осадконакопления.

Нижняя пачка (обнажения Хотоггу, Бурустах) сформировалась в условиях континентального режима седиментации. Для нее характерна ильменит-циркон-лейкоксовая ассоциация минералов тяжелой фракции песчаной размерности, хлорит-каолинит-гидрослюдистый состав глин, относительно пониженные концентрации микроэлементов.

В отложениях верхней пачки (континентальный, морской генезис) в обнажениях Данила, Князь, Апанас резко изменяется состав тяжелой фракции (ассоциация циркон-гранатовая) за счет появления дополнительного источника питания, обусловившего значительное поступление гранатов. Возрастает содержание микроэлементов (Ba, Ga, Zn, V) в глинистой фракции. Отмечается незначительное повышение величины зрелости глинистого вещества ( $Al_2O_3/Na_2O$  — от 26 до 36,  $K_2O/Na_2O$  — от 5 до 7). Такое различие обусловлено большей интенсивностью проявления химического корообразования в областях сноса.

Таким образом, Кенгдейская впадина в раннем эоцене представляла собой прибрежно-континентальную равнину (или залив морского побережья), периодически заливаемую морем, окруженную по периферии поднятиями, возможно, горными. В отложениях кенгдейской свиты отсутствует куларит — редкоземельный минерал, широко распространенный в эоценовых толщах расположенных восточнее кайнозойских впадин (например, Кунгинской и Быковской протоки [16]). В последней содержание куларита достигает  $1,9 \text{ кг/м}^3$ . Так как коренной источник куларита расположен на востоке (скорее всего в пределах Куларского антиклинория) [10], то это свидетельствует о том, что на время нижнеэоценового осадконакопления Кенгдейская впадина была изолирована с востока возвышенностью или протяженным хребтом, аналогичным современному Хараулахскому. Со второй половины нижнего эоцена в осадочный бассейн стал поступать в значительных количествах гранат, что может быть связано с размывом в это время каменноугольно-пермских отложений верхоянского комплекса, в тяжелой фракции которых содержание этого минерала достигает 25% [8]. Довольно значительная расчлененность конседиментационного палеорельефа областей питания обусловила понижение интенсивности процессов химического выветривания и накопление относительно незрелых алевроит-глинистых осадков.

Металлоносность нижнеэоценовых отложений Кенгдейской впадины слабая. В распределении золота и серебра в глинистой составляющей в разрезе кенгдейской свиты прослеживается определенная закономерность: повышенные значения Au и Ag приурочены к отложениям с высокой зрелостью глинистого вещества. В целом по разрезу содержание Au в глинах в среднем составляет 20 (15—30), Ag 240 (170—310) мг/т.

*Исследование выполнено при частичной поддержке грантами РФФИ (10-05-00718, 09-05-98536 р-восток) и Программы ОНЗ-9.2.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. — М.: Наука, 1986.
2. Биджиев Р.А., Натанов Л.М. О проявлении кайнозойской складчатости в Верхоянье // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 2. С. 411—513.
3. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. — Новосибирск: Наука, 1976.
4. Граувакки. — М.: Наука, 1972.
5. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5—36.
6. Гриненко О.В., Имаев В.С. Кайнозойские надвижки Северного Хараулаха // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 121—123.
7. Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолобский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Схемы и объяснительные записки. Части I, II. — Якутск, 1998.
8. Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. Вып. 34. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
9. Межвилк А.А. Третичные отложения северного Хара-Улаха // Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 5. — Л.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 61—78.
10. Некрасов И.Я., Некрасова Р.А. Генетические особенности куларита // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 1. С. 87—90.
11. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. — Якутск, 1989.
12. Петтиджон Ф. Осадочные породы. — М.: Мир, 1981.
13. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1959.
14. Савостин Л.А., Драчев С.С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология. 1988. Т. 28. № 5. С. 775—781.
15. Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. — М.: Наука, 2006.
16. Тянь О.А., Самусиков В.П., Сергеенко А.И. Россыпные проявления редкоземельных элементов Северного Верхоянья // Россыпи, источники, их генезис и перспективы. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2000. С. 128—134.
17. Фрадкина А.Ф. Палинотригرافия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. — Новосибирск: Наука, 1995.
18. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — СПб: Наука, 2000.