

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

**5/2012**

*Учредители:*

Министерство природных ресурсов и  
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный  
научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

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, 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, 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

Смелов А.П., Прокопьев А.В., Олейников О.Б., Васильев Д.А., Королева О.В.

Перспективы алмазности Алданской антеклизы: результаты анализа геолого-геофизических данных

Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С., Земнухов А.Л., Иванов П.О.

Золото-платиновые россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы

Костин А.В., Окунев А.Е., Денисов Г.В., Заякина Н.В. Рудопроявление Обоха — новый сереборудный объект мирового класса Восточной Якутии

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.

Особенности россыпного золота бассейна р. Уджа (Билиро-Уджинское поднятие)

Никифорова З.С., Каженкина А.Г.

Минералогическо-геохимические особенности россыпного золота юго-западной части Вилуйской синеклизы (Кемпендзские дислокации) и их возможная связь с источниками золотосеребряной формации

## СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Кутыгин Р.В.

Последовательность аммоноидей в кунгурском ярусе Куранахской подзоны (Западное Верхоянье)

Белолобский И.Н., Сергеенко А.И., Боевских Г.Г., Бакулина Н.Т.

Новые данные о возрасте четвертичных отложений первой надпойменной террасы среднего течения р. Колыма

Тарабукин В.П.

Определение миграции ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках на основе изучения конodontов

Ивенсен Г.В., Кутыгин Р.В.

Петрохимические особенности пограничных отложений нижнего—среднего карбона Западного Верхоянья

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.

Динамика сейсмогенных структур Индигиро-Колымского (Охотского) сегмента зоны хр. Черского

Васильев Д.А., Прокопьев А.В.

Глубинное строение Оленёкского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным интерпретации сейсморазведочных временных профилей

## ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

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

Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синклиория

Зайцев А.И., Смелов А.П.

Rb-Sr систематика различной степени алмазности кимберлитовых трубок Далдынского кимберлитового поля (Якутия)

Шкодзинский В.С.

Происхождение крупных алмазов кимберлитов

Трунилина В.А., Роев С.П.

К проблеме офиолитов на северо-востоке Верхоянско-Колымской орогенной области

Копылова А.Г., Томишин М.Д.

Геохимические особенности пород Эбеаинского дайкового пояса (Анабарский район)

80-летие Владимира Борисовича Мазура

75-летие Евгения Михайловича Аксенова

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско  
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 10.10.2012. 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»

## Перспективы алмазонасности Алданской антеклизы: результаты анализа геолого-геофизических данных

А.П.СМЕЛОВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, Д.А.ВАСИЛЬЕВ, О.В.КОРОЛЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Проведен сравнительный анализ глубинного, геологического и тектонического строения северо-восточной (Якутская кимберлитовая провинция) и юго-восточной (Алданская антеклиза) частей Сибирской платформы с целью определения потенциальной алмазонасности последней. Составлена карта прогноза кимберлитового магматизма и потенциальной алмазонасности Алданской антеклизы и прилегающих районов, на которой показаны площади, перспективные на обнаружение доюрских алмазонасных кимберлитов.

*Ключевые слова:* кимберлиты, алмазы, Алданская антеклиза, Якутия, Сибирская платформа.

Смелов Александр Павлович, a.p.smelov@diamond.ysn.ru  
Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru  
Олейников Олег Борисович, olei-oleg@yandex.ru  
Васильев Дмитрий Анатольевич, juorankhay@mail.ru  
Королева Ольга Валерьевна, o.v.koroleva@diamond.ysn.ru

## Prospects of diamond content in the Aldan antecline: results of analysis of geological-geophysic data

A.P.SMELOV, A.V.PROKOPIEV, O.B.OLEINIKOV, D.A.VASILIEV, O.V.KOROLEVA

Comparative analysis is made of the depth, geological and tectonic structure of the northeastern (Yakutian kimberlite province) and the southeastern (Aldan antecline) parts of the Siberian platform with the aim to determine the potential diamond content of the latter. Compiled is the Forecast Map of kimberlite magmatism and potential diamond content of the Aldan antecline and adjacent regions showing areas promising for the discovery of pre-Jurassic diamondiferous kimberlites.

*Key words:* kimberlites, diamonds, Aldan antecline, Yakutia, Siberian Platform.

Алданская антеклиза по региональным геолого-тектоническим, магматическим, минералогическим критериям всегда считалась потенциально перспективной на выявление коренных источников алмазов. В ее пределах были известны магматические тела, выполненные породами лампроитовой серии, а также кимберлитоподобные породы, приуроченные к карбонатитовым массивам. На отдельных площадях существуют ореолы хромшпинелидов, реже — пиропов и пикроильменитов, источниками которых могут быть еще не выявленные коренные алмазонасные породы. Активные исследования по поиску кимберлитов и алмазов на этой территории возобновились с 2000 г., когда в районе геофизических аномалий «трубочного типа» [34] в современной аллювии рек Кенкеме и Чакыя (бассейн р.Лена) были установлены хромистые пиропы, а в бассейне р.Менде высокохромистые шпинелиды алмазной ассоциации ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 68%) [2, 5, 8, 31]. В результате в 2007—2008 гг. геологами ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» была открыта первая кимберлитовая трубка Манчары. В после-

дующие годы изучение пород этой трубки, минералов-спутников кимберлитов в аллювиальных отложениях, новые геофизические подходы к районированию Якутского поднятия кристаллического фундамента позволили спрогнозировать в этом районе новое Хомпу-Майское кимберлитовое поле [14, 23, 35, 36]. Прогноз подтвержден результатами бурения, проводимого Ботуобинской и Арктической геологоразведочными экспедициями АК «АЛРОСА» в 2011—2012 гг. Совокупность последних геолого-поисковых и научных данных позволяет вернуться к ревизии представлений о глубинном строении северной части Алданской антеклизы и интерпретации данных с учетом эволюции литосферных событий с целью выделения алмазоперспективных площадей.

**Основные принципы и методика прогнозных построений.** Большая часть Алданской антеклизы относится к районам со сложным геологическим строением и слабо изучена геофизическими методами. Основные выводы о перспективах ее алмазонас-

ности базируются на сравнительном анализе глубинного, геологического и тектонического строения северо-восточной (Якутская кимберлитовая провинция) и юго-восточной частей Сибирской платформы. С этой целью была составлена электронная карта глубинного строения Алданской антеклизы и прилегающих районов с элементами глубинного районирования территории на алмазы. Карта включает 50 тематических слоев и использована при прогнозных построениях. В качестве основы использовались опубликованные карты и схемы [5, 7, 8, 9, 10, 19, 24, 25, 26, 32, 33, 37, 40, 41, 46], объяснительные записки к государственным геологическим картам масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000 и другие материалы (А.П.Андреев, 2008; Ю.Х.Протопопов, Д.В.Аброскин, 1985; В.М.Мишнин, 2003; С.М.Мудрик, 1988 и др.). Схематичный вариант карты с элементами прогноза представлен на рисунке. Совокупность собранного в рамках ГИС-проекта геолого-геофизического материала позволяет провести прогнозную оценку проявления кимберлитового магматизма и его алмазоносности на региональном и крупномасштабном уровне. Выделение перспективных площадей базируется на принципе максимального совпадения всех факторов, которые могут определять алмазоносный потенциал территорий и размещение кимберлитов [26]. Вместе с тем, большинство геологических и геофизических карт отражают современное состояние коры и мантии и их использование при прогнозировании потенциальной алмазоносности площадей без учета эволюционного фактора преобразования литосферы и коры недостаточно эффективно. Поэтому, опираясь на результаты петрологического изучения кимберлитов трубки Манчары и новых тел кимберлитов Хомпу-Майского поля, а также результаты изучения алмазоносности архейских пород Олондинского зеленокаменного пояса (западная часть Алданского щита) и датировки алмазов из трубки Мир, авторы сделали оценку с учетом исторического фактора.

**Глубинное строение.** Алданская антеклиза площадью более 180 000 км<sup>2</sup>, представленная верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими отложениями, в рельефе фундамента и структуре чехла вырисовывается в виде гигантского структурного выступа, обрамляющего с севера Алданский щит и полого погружающегося от него под мезозойские отложения Вилуйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба. С запада она ограничена Предбайкальским (Березовская впадина), с востока — Юдомо-Майским прогибами. Границы в ряде случаев проводятся условно по флексурным перегибам.

В вертикальном разрезе платформенного чехла рассматриваемой территории выделяются следующие структурные ярусы: мезозойско-неопротерозойский (рифейский), неопротерозойско(вендско)-кембрийский, средне-верхнепалеозойский, юрский, ран-

немеловой и кайнозойский. На западе и в центральной части Алданской антеклизы развиты дайки и силы пород основного состава, прорывающие кембрийские толщи. Дайки мощностью 6—80 м и протяженностью до первых десятков километров локализованы в основном на западе и образуют Чаро-Синский дайковый пояс северо-восточного простирания [20, 29, 47]. Силлы и дайки, залегающие в кембрийских отложениях, перекрытые мезозойскими и кайнозойскими образованиями, определены по аэромагнитным данным [7]. Возраст базитов считается девонско-раннекаменноугольным [47]. Их формирование связывается с процессами среднепалеозойского континентального рифтогенеза, приведшего к образованию Вилуйского палеорифта, перекрытого в дальнейшем позднепалеозойско-мезозойскими отложениями расположенной севернее Вилуйской синеклизы [6]. Чаро-Синский дайковый пояс протягивается на юго-восточном борту этого палеорифта [47].

Главными тектоническими единицами фундамента Алданской антеклизы и сопредельных территорий, согласно геологической и тектонической картам Северо-Азиатского кратона [37, 46], являются террейны, различающиеся по возрасту становления континентальной коры: архейский Западно-Алданский террейн с возрастом консолидации более 2,6—2,5 млрд.лет; архейско-палеопротерозойский Центрально-Алданский террейн — 2,1—1,9 млрд.лет; палеопротерозойские Учурский, Батомгский и Тыринский террейны [33], а также мезозойско-протерозойские Лена-Алданский орогенный пояс и Нюрбинский рифт возрастом 1,4—1,0 млрд.лет [12].

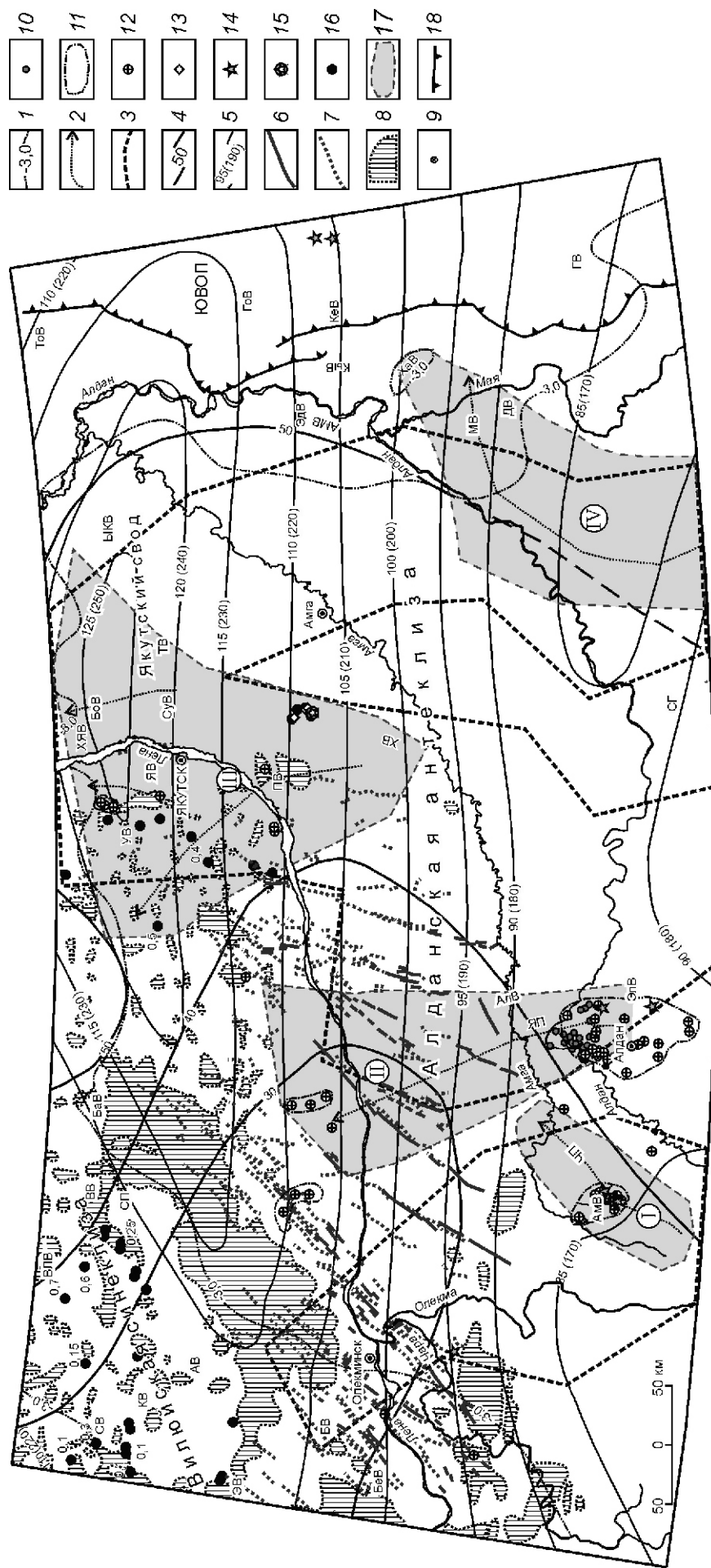
Изучаемая территория характеризуется в целом утолщенной литосферой. На юге глубина залегания ее подошвы составляет 85—90 км, плавно погружаясь в северном направлении до 125 км, образуя широтный килевидный прогиб в районе севернее г.Якутск (Якутский свод). Приблизительно в районе южного ограничения Приверхоянского прогиба и далее на север происходит подъем рельефа подошвы литосферы [18].

Северо-восточная часть территории пересекается сейсмотраверсом ГСЗ Березово—Усть-Мая, который демонстрирует глубины залегания поверхности Мохо 39—42 км [12]. Установлено, что поверхность Мохо расположена на глубинах 42—45 км в центральной части Алданской антеклизы, выполаживаясь в северном направлении до 39 км и погружаясь в южном в сторону Алданского щита 45 км (В.М.Мишнин, 2003).

Тепловой поток на западе имеет значение 30 мВт/м<sup>2</sup> и увеличивается до 50 мВт/м<sup>2</sup> в восточном направлении в сторону Южно-Верхоянского орогенного пояса [11].

Положение поверхности кристаллического фундамента в этой части Сибирской платформы рассчита-





Карта прогноза кимберлитового магматизма и потенциальной алмазности Алданской антеклизы и прилегающих районов:

1 — критическая изогипса (3 км) кровли докембрийского кристаллического фундамента (по [27]) с использованием данных В.М.Мишина, 2003; 2 — депозиты локальных впадин крупных сводовых поднятий кристаллического фундамента; 3 — границы областей влияния палеотектонических зон тектонического меланжа (коллизонные швы) на локализацию кимберлитовых полей; формы рельефа кровли докембрийского кристаллического фундамента (с использованием данных В.М.Мишина, 2003); 4 — изогипсы теплового потока (в мВт/м<sup>2</sup>) (по [11]); 5 — изогипсы (в км) рельефа подошвы современной литосферы (по [18]), в скобках в пересчете на поздний девон; дайки диабазов, габбро-диабазов, долеритов и трахидолеритов; 6 — наблюдаемые и 7 — предполагаемые по аэромагнитным данным; 8 — силлы и покровы базальтоидов, предполагаемые по аэромагнитным данным; 9 — трубки и дайки щелочных базальтоидов, лампрофиров; 10 — щелочные и субщелочные сиениты, шонкиниты, пуласкиты, монзониты и дуниты; 11 — ореолы рассеяния минералов-спутников алмаза; места находок: 12 — пироп, 13 — кимберлит в скважинах и 14 — алмаза; 15 — кимберлитовая трубка Манчару, Д.В.Аброскину, 1985; А.П.Андрееву, 2008; 17 — площади, перспективные на обнаружение алмазоносных кимберлитов: 1 — Чомполинская, 2 — Алдано-Майская, 3 — Тамма-Кенкеменская, 4 — Алдано-Майская; ЮВОП — Южно-Верхоянский орогенный пояс; впадины: КВ — Кемпендская, БеВ — Березовская, ВЛВ — Вилуйско-Ленская, ПВ — Покровская, СуВ — Суоянская, МВ — Майская, АМВ — Алдано-Майская, КеВ — Кербинская, ТоВ — Томпонская; прогибы: ЧП — Чугинский, СП — Сарсанский, ЯП — Якокутский; валы: АлВ — Алданский, ХЯВ — Харбылахо-Якутский; выступы: СВ — Сунтарский, АВ — Арбайский, ЭВ — Эргеджский, БВ — Бирюкский, АМВ — Амгинский, ВВ — Верхнесинский, БаВ — Бапгайский, ЭлВ — Эльконский, ХВ — Харбалахский, УВ — Уордахский, ЯВ — Якутский, ЫКВ — Ыглык-Кюельский, ТВ — Толонский, ГВ — Гувиндинский, ДВ — Дыгдинский, КыВ — Кыллахский, ЭлВ — Эльдиканский, ГоВ — Горностахский, ХаВ — Хамнинский; СГ — Суннагинский горст

но по гравиметрическим данным с использованием интерпретаций сейсмического профилирования, а также данных глубокого бурения (В.М.Мишнин, 2003). На юге антеклизы выделяются Якокутский прогиб и Алданский вал, в пределах которых мощность осадочного чехла не превышает первых сотен метров. Далее к востоку расположен Харбалахский выступ кристаллического фундамента, глубина до которого здесь оценивается менее чем в 500 м. Севернее в субмеридиональном направлении протягивается Покровская впадина, в которой мощность рифейских отложений достигает нескольких сотен метров.

Северную часть антеклизы занимает выраженный в рельефе кристаллического фундамента и структуре нижних горизонтов чехла Якутский свод (150–300 км). Он имеет форму неправильного вытянутого в широтном направлении овала с плоской вершиной, осложненной Уордахским, Якутским и Толонским выступами фундамента, разделенными Суольской впадиной. На востоке свода выделяется Ытык-Кюельский выступ. Относительно крутые северный и восточный склоны свода имеют амплитуду до 5–6 км, амплитуда южного очень пологого склона по отношению к дну Покровской впадины не превышает 1 км. Западная периклинальная часть свода резко погружена по Якутскому разлому.

**Региональные факторы потенциальной алмазности.** На региональном уровне определенные закономерности по потенциальной алмазности могут быть выявлены с помощью следующих факторов (концепций): 1) правило Клиффорда [42]; 2) ювенильность алмаза — существования глубоких литосферных корней (150 км) [26, 38]; 3) магматическая зональность кимберлитовых провинций [20].

«Правило Клиффорда» в настоящее время считается наиболее обоснованной гипотезой регионально-тектонического контроля высокоалмазного кимберлитового магматизма. Т.Н.Клиффорд показал [42], что районы кимберлитового магматизма находятся в пределах древних кратонов, которые состоят из ядер, сложенных породами с возрастом консолидации около 1,5–2,0 млрд.лет и древнее и окруженных молодыми подвижными поясами возрастом 1,0–0,8 млрд.лет. Кимберлиты, находящиеся в пределах молодых подвижных поясов, являются неалмазными, а кимберлиты в пределах древних ядер — алмазными. Собственно Сибирская платформа (именно ее кристаллический фундамент) представляет собой ядро Северо-Азиатского кратона [30]. Сам фундамент платформы формировался в течение достаточно длительного периода в результате проявления различных геодинамических процессов, начиная с 3,5 млрд.лет и заканчивая 1,9 млрд.лет. С учетом современных геологических и геохронологических данных в составе фундамента выделяются гранит-зеленокаменные, тоналит-трондьемит-гнейсовые и гранулит-гнейсовые террейны, супертеррейны, со-

ставные террейны с архейской, архейско-палеопротерозойской и палеопротерозойской корой, разделенные зонами тектонического меланжа со сдвиговой кинематикой. В районе проявления алмазоносных кимберлитов фундамент имеет как архейский, так и архейско-палеопротерозойский и палеопротерозойский возраст [13]. Другими словами, состав, возраст и тектоническое строение фундамента в районе Якутской кимберлитовой провинции и Алданской антеклизы не имеют принципиальных отличий, а, следовательно, в пределах последней может быть проявлен кимберлитовый магматизм. Следует обратить внимание на тот факт, что большинство кимберлитовых полей (70%) независимо от их алмазности расположены в непосредственной близости от зон тектонического меланжа (коллизонных швов), которые могут рассматриваться как древние ослабленные зоны земной коры. Среднее расстояние кимберлитовых полей от зон тектонического меланжа составляет 60 км. Не является исключением и трубка Манчары. Таким образом, пограничные области с зонами тектонического меланжа могут рассматриваться как площади, частично, контролирующее проявление кимберлитового магматизма.

**Фактор «ювенильности алмаза» или глубокого литосферного корня** объясняется созданием необходимого литостатического давления для кристаллизации алмаза при относительно низких геотермических градиентах. Принято считать, что эффективные *P-T* параметры достигаются на глубинах 150–200 км и более [27]. Согласно работе [18], Алданская антеклиза характеризуется в целом утолщенной литосферой. На юге глубина залегания ее подошвы составляет 85–90 км, плавно погружаясь в северном направлении до 125 км, образуя широтный килевидный прогиб в районе севернее г.Якутск (Якутский литосферный киль). Карта [18] отражает современное строение литосферы и показывает, что ее мощность недостаточна для кристаллизации алмаза. Возникает два вопроса: существовала ли мощная литосферная мантия в этом районе? Когда она образовалась и когда деградировала?

Первые петрологические и геологические доказательства существования архейской алмазоносной мантии были получены при изучении алмазов из метакристаллических пород мезоархейского (2,96–3,0 млрд.лет) Олондинского зеленокаменного пояса, расположенного в Западно-Алданском гранит-зеленокаменном террейне (западная часть Алданского щита). Алмазы представляют собой обломки кристаллов размером 0,3–0,5 мм. Изотопный состав углерода ( $^{13}\text{C}$ ) алмазов 26‰ свидетельствует об участии в архее при алмазообразовании субдуцированного корового материала. Присутствие алмазов в породах Олондинского зеленокаменного пояса свидетельствует о существовании алмазоносной литосферной мантии под юго-восточной частью Севе-

ро-Азиатского кратона в мезоархее. Последующие коллизионные события между различными по составу и возрасту террейнами фундамента на рубеже 1,9 млрд.лет не приводили к деградации архейского литосферного кия под Северо-Азиатским кратоном, а, возможно, способствовали его росту. Об этом свидетельствуют последние данные по изотопному возрасту экологитовых алмазов из трубки Мир, значения которого изменяются в диапазоне 2,0—1,0 млрд.лет (Bulanova et al., 2012, доклад на 10-ИКС). Первое значение совпадает по возрасту с формированием фундамента собственно Северо-Азиатского кратона, а второе — Нюрбинского рифта [13].

Кимберлитовая трубка Манчары — пока единственный объект, на основании изучения которого можно судить о мощности литосферы в среднем палеозое в период внедрения всех известных промышленно-алмазоносных кимберлитов Якутской провинции. Время образования кимберлитов трубки 358 млн.лет [14]. Особенности химических составов барофильных минералов позволили провести термобарометрические реконструкции строения мантийного кия под кимберлитовой трубкой с помощью мономинеральных методов [36]. По химическому составу гранатов определена типичная кондуктивная геотерма ( $35 \text{ мВт/м}^2$ ), которая характерна для мантии под палеозойскими трубками Якутии и слоистое строение мантийной колонны до глубин 230 км (7000 МПа), состоящей из 8 интервалов, разделенных в средней части 50—40-километровым горизонтом (3500—6500 МПа), в котором мало граната, возможно, пироксенитового состава. В целом, исходя из мощности литосферного кия (230 км) и геотермического состояния мантии, данный район весьма перспективен на обнаружение алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста. Таким образом, устанавливается, что современная мощность литосферы в 2 раза меньше существовавшей в среднем палеозое. Умножив на 2 современные значения мощности, получаем значения для изогипс подошвы литосферы (см. рисунок), сопоставимые с расчетными для Якутской кимберлитовой провинции, и свидетельство перспективности проявления алмазоносного магматизма по всей площади Алданской антеклизы на это время.

Современный тепловой поток на  $5\text{—}10 \text{ мВт/м}^2$  выше, чем палеозойский. Возрастание теплового потока обусловлено тектоническими процессами и утонением литосферного кия, происходившими в более поздние эпохи. Одним из наиболее значимых геодинамических событий в развитии юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона, сопровождавшимся утонением литосферы (деградацией мантийного кия), является формирование задугового бассейна в тылу активной континентальной окраины на границе с Монголо-Охотским океаном [29]. Формирование активной окраины и сопряженного бассейна датиру-

ется временем образования магматического циркона из трондjemитов Неричинского массива — 171 млн.лет. Таким образом, можно заключить, что алмазоносный литосферный киль, вероятно, существовал в этой части Северо-Азиатского кратона в период, по крайней мере, с 2 млрд.лет до 170 млн.лет.

**Фактор «магматической зональности кимберлитовых провинций»** выражается в том, что в центральных частях кимберлитовых провинций распространены высокоалмазоносные кимберлиты, тогда как в краевых, на фоне многочисленных тел неалмазоносных кимберлитов, широко развита россыпная алмазоносность [17, 22]. Эта закономерность характерна и для Якутской кимберлитовой провинции, которая разделяется на две субпровинции: Вилюйскую (высокоалмазоносных кимберлитов) и Анабаро-Оленёкскую (слабо- и неалмазоносных кимберлитов) [16, 39]. Эта особенность, вероятно, — результат различий тектонических процессов в центральных и краевых частях древних платформ. Наиболее существенные различия в геологическом развитии двух субпровинций установлены в позднем протерозое (1600—650 млн.лет). В рифее Северо-Азиатский кратон входил в состав неопротерозойского суперконтинента Родиния и был соединен с древними материками: Лаврентия (современная Северная Америка), Балтия (современная северная Европа), Австралия, Антарктида и другие континенты. В среднем—позднем рифее по периферии кратона формируются линейные рифтогенные прогибы протяженностью несколько сотен километров при ширине в несколько десятков километров, определившие раскол неопротерозойского суперконтинента Родиния, который произошел позднее, в самом конце рифея—начале венда. Широкое развитие структур этого возраста на севере Сибирской платформы характеризует существенные различия в геологической истории ее центральных и краевых частей кратона и эволюцию литосферного кия в позднем протерозое [12]. Следующие крупные этапы деградации мантийного алмазоносного кия могли происходить на рубежах 375 и 250 млн.лет [43, 44]. В пределах земной коры Алданской антеклизы следов широкого проявления неопротерозойского рифтогенеза не найдено, а предполагаемые по геофизическим данным поля проявления базитового магматизма среднепалеозойского возраста проявлены только в северо-западной части района. В этом плане история развития коры Алданской антеклизы подобна формированию коры Вилюйской кимберлитовой субпровинции.

**Факторы структурно-тектонического контроля проявления кимберлитового магматизма.** Основные поля алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов Якутской провинции расположены в пределах нескольких минерагенических зон, две из которых (Вилюйско-Мархинская и Далдыно-Оленёкская) имеют



северо-восточное простирание, а Анабарская (Куонамская) — север-северо-западное (субмеридиональное). Предполагается также существование Арга-Салинской зоны субширотного простирания [4, 16, 22, 39 и др.]. Такое расположение минерагенических зон в разные годы частично объяснялось существовавшими тектоническими и геодинамическими концепциями контроля локализации кимберлитов. Среди кимберлитоконтролирующих структур наиболее часто рассматривались следующие: 1) антеклизы и зоны их сочленения с синеклизмами; 2) глубинные разломы или долгоживущие структуры мантийного заложения; 3) узкие протяженные зоны повышенной проницаемости, региональные магмоактивные зоны, линейные зоны растяжения и активизации. Последние часто выделяются по дайковым поясам или связываются с погребенными разломами на границах поднятий и прогибов рельефа фундамента; 4) авлакогены и рифтогенные структуры; 5) продолжения трансформных разломов в континентальной коре; 6) «горячие точки», которые в современной геодинамике рассматриваются как участки проявления плюмового магматизма на древних платформах; 7) древние зоны субдукции.

Большинство из этих модельных представлений отчасти отражают фанерозойскую историю развития древних платформ, и объясняют некоторые аспекты тектонического контроля кимберлитового магматизма. Собственно для целей крупномасштабного прогнозирования кимберлитового магматизма на слабо изученных площадях могут быть использованы первые три подхода. При этом основная их суть сводится к уточнению генетических признаков ограниченного числа кимберлитоконтролирующих зон, структурной основой которых является рельеф фундамента, а изучение его возможно геофизическими методами и результатами бурения глубоких скважин.

**Рельеф фундамента.** Пространственное размещение кимберлитовых полей на северо-востоке Сибирской платформы характеризуется главным образом тремя признаками: 1) приуроченностью их к склонам рельефа фундамента, обладающим небольшой (до 2—3 км) мощностью чехла (изогипса в 3 км была определена как критическая [27]). При больших глубинах залегания фундамента кимберлиты не встречаются; 2) приуроченностью кимберлитовых полей к склонам крупных пологих поднятий фундамента и флексурообразным перегибам, относящимся или к среднепалеозойскому, или мезозойскому структурным ярусам (при этом большинство полей кимберлитов локализованы вблизи локальных впадин крупных сводовых поднятий [4]); 3) положением кимберлитовых полей на участках сложных пересечений разнотипных и разновозрастных глубинных разломов.

В пределах Алданской антеклизы фундамент перекрывается маломощным осадочным чехлом рифейского, кембрийского и мезозойского возрастов. На севере антеклизы на фоне плавного погружения его

поверхности в сторону Вилуйской синеклизы и Приверхоянского прогиба выделяется несколько незначительных поднятий, в т.ч. наиболее выраженное — Якутское, состоящее из отдельных приподнятых и изометричных по форме блоков фундамента, разделенных локальными впадинами. В районе г.Якутск фундамент вскрыт скважинами на глубине с абсолютной отметкой 470 м. Морфология рельефа фундамента этого крупного блока Алданской антеклизы изучена весьма слабо. По расчетным данным глубина залегания кристаллических пород постепенно увеличивается в северном направлении от 1 до 3 км. В южной части антеклизы В.М.Мишнин (2003) выделяет локальные выступы и валы (Амгинский, Алданский, Эльконский, Дыгдинский, Суннагинский, Хаминский), разделенные впадинами, которые в структурно-тектоническом плане могут контролировать проявления щелочно-ультраосновного магматизма, в т.ч. и кимберлитового. Следует отметить, что трубка Манчары также приурочена к довольно резкому перегибу рельефа фундамента.

**Пояса даек базитов.** Представления о связи кимберлитового магматизма с рифтогенезом (авлакогенезом) и сопровождающим его формированием дайковых поясов на Сибирской платформе высказывались неоднократно [20]. И.И.Божевольный [3] акцентирует внимание на том, что юго-восточный борт Вилуйского палеорифта по геологическому строению и особенностям проявления среднепалеозойского основного магматизма подобен северо-западному, в пределах которого расположены и кимберлитовые трубки. В этом случае Чаро-Синский дайковый пояс может рассматриваться в качестве потенциально кимберлитоконтролирующей структуры, по крайней мере, для западной части Алданской антеклизы. На левобережье р.Лена в пределах Чаро-Синского пояса так же как и на левобережье р.Вилуй в пределах Вилуйско-Мархинского дайкового пояса, по геофизическим данным выделяются узлы пересечения разломов глубинного заложения северо-западного и северо-восточного простираний, которые при наличии благоприятных минералогических признаков могут представлять интерес для поисков среднепалеозойских кимберлитовых полей. Вместе с тем, связь между сопряженными по возрасту среднепалеозойскими кимберлитовыми полями, дайковыми поясами и палеорифтами неоднозначна [13]. Это позволяет с определенной долей осторожности проводить прогнозные оценки на территории Алданской антеклизы, опираясь на данный фактор. Так, для восточной части антеклизы неочевидна связь с Чаро-Синским дайковым поясом. Это, вероятно, связано с повышенной мощностью мезозойских перекрывающих отложений и слабой геофизической изученностью территории.

**Основные результаты и выводы.** Имеющийся геологический и петрологический материалы, его прогностическое значение, а также картографические данные (см. рисунок) позволяют на данном этапе

сформулировать следующие выводы, способствующие прогнозу проявления и локализации кимберлитового магматизма и оценки вероятности его алмазности на территории Алданской антеклизы:

1. Состав, возраст и тектоническое строение фундамента под Якутской кимберлитовой провинцией и Алданской антеклизой не имеют принципиальных отличий и, следовательно, в пределах последней может быть проявлен кимберлитовый магматизм.

2. Большинство кимберлитовых полей (70%) независимо от их алмазности расположены в непосредственной близости от зон тектонического меланжа (коллизии швов), которые могут рассматриваться как древние ослабленные зоны земной коры.

3. Среднее расстояние кимберлитовых полей от зон тектонического меланжа составляет 60 км. Не является исключением и трубка Манчары. Пограничные области с зонами тектонического меланжа должны рассматриваться как площади, отчасти контролирующее возможное проявление кимберлитового магматизма.

4. Алмазоносный литосферный киль в юго-восточной части Северо-Азиатского кратона (Алданская антеклиза) существовал в период, по крайней мере, с 2 млрд. лет до 170 млн. лет. Следовательно, территория Алданской антеклизы перспективна на обнаружение алмазоносных кимберлитов древнее юрского возраста.

5. В земной коре Алданской антеклизы отсутствуют признаки масштабного проявления позднепротерозойского рифтогенеза, а предполагаемые по геофизическим данным поля проявления основного магматизма среднепалеозойского возраста проявлены только в северо-западной части района.

6. В пределах Алданской антеклизы кристаллический фундамент перекрывается маломощным осадочным чехлом рифейского, кембрийского и мезозойского возрастов. В фундаменте установлен ряд поднятий и сводов. Мощность чехла на большей части территории не превышает 3 км (при больших глубинах залегания фундамента кимберлиты не встречены).

7. Чаро-Синский дайковый пояс на северо-западе Алданской антеклизы может быть использован как ориентир для выделения кимберлитоконтролирующих зон.

Таким образом, выделение перспективных площадей на обнаружение алмазоносных кимберлитов на «Карте прогноза кимберлитового магматизма и потенциальной алмазности Алданской антеклизы и прилегающих районов» (см. рисунок) было основано на максимальном совпадении (пересечении) региональных факторов потенциальной алмазности литосферы и факторов структурно-тектонического контроля кимберлитового магматизма. В результате в качестве перспективных площадей на проявление доюрского алмазоносного кимберлитового (щелочно-ультраосновного) магматизма были определены следующие: I — Чомполинская, II — Алдано-Малыканская, III —

Тамма-Кенкеменская, IV — Алдано-Майская (см. рисунок). Объективность выделения Чомполинской, Алдано-Малыканской и Тамма-Кенкеменской площадей, в целом, контролируется единичными находками алмазов, пиропов, проявлениями кимберлитового магматизма и существованием геофизических аномалий «трубчатого типа». Алдано-Майская площадь в настоящее время не имеет минералогического и петрологического подтверждения. Однако, учитывая палеогеографические реконструкции [45], могла быть источником алмазов [1], найденных в золотоносных россыпях Аллах-Юньской тектонической зоны Южно-Верхоянского орогенного пояса.

*Авторы выражают благодарность руководству НИГПАК «АЛРОСА» за конструктивные замечания и помощь в ходе выполнения работ. Работа выполнена в рамках Интеграционного проекта СО РАН №115 и Программы Президиума РАН № 27.1.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпатов В.В., Амузинский В.А., Заякина Н.В. и др. Алмаз золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Восточной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 39—41.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Подъячев Б.П., Избеков Э.Д. Перспективы алмазности южного борта Вилюйской синеклизы // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 119—122.
3. Божевольный И.И. Перспективы коренной алмазности Южной Якутии // Южно-Якутская комплексная экспедиция: 50 лет поисков и открытий. —Нерюнгри: Изд-во ЯГУ, 2001. С. 87—96.
4. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. —Якутск, 1984.
5. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 3. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002.
6. Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. —Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988.
7. Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000 / Под ред. Л.М.Парфенова. —Якутск, 1994.
8. Геология Сибирской платформы / Под ред. И.И.Краснова, М.Л.Лурье, В.Л.Масайтиса. —М.: Недра, 1966.
9. Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Лупенко Л.Г. и др. Геологическая карта Якутии. Центрально-Якутский блок. Масштаб 1:500 000. —С-Пб, 2000.
10. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. —М.: Наука, 1985.
11. Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Володько Б.В. и др. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. —Новосибирск, 1994.
12. Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России). —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.
13. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. —Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010.
14. Зайцев А.И., Смелов А.П., Алтухова З.А. Первые данные по изотопному составу стронция и возрасту кимберлитов трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 51—60.



15. Избеков Э.Д., Подъячев Б.П., Афанасьев В.П. Признаки симметричной алмазности восточной части Сибирской платформы (относительно оси Вилуйской синеклизы // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 352—353.
16. Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты: справочник. — М.: Недра, 1990.
17. Каминский Ф.В. Закономерности размещения кимберлитовых и родственных им пород на Сибирской платформе // ДАН СССР. 1972. Т. 204. № 5. С. 1187—1190.
18. Карта рельефа подошвы литосферы России (по глубинам заложения структур центрального типа). Масштаб 1:10 000 000 / Под ред. В.В.Соловьева. — СПб, 1995.
19. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. — М.: Недра, 1975.
20. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. — М.: Недра, 1975.
21. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. — Л.: Недра, 1974.
22. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. — Л.: Недра, 1979.
23. Мишин В.М., Андреев А.П., Бекренев К.А., Алтухова З.А. Новый геофизический подход к минерагеническому районированию Сибирской платформы и перспективы алмазности Якутского погребенного поднятия // Литосфера. 2011. № 5. С. 30—50.
24. Мокшанцев К.Б. Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:1 500 000. — М., 1976.
25. Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975.
26. Николаевский А.А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. — М.: Наука, 1968.
27. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаасс Г.С. Алмазпрогностика (концепция и методология). — Иркутск, 2001.
28. 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.
29. Олейников Б.В., Томишин М.Д., Королева О.В. и др. Глубинная эволюция субщелочной толеит-базальтовой магмы в режиме палеорифтогенеза (на примере Чаро-Синской зоны). — Якутск, 1984.
30. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7—42.
31. Подъячев Б.П., Избеков Э.Д., Бикбаева Т.В. Признаки алмазности в районе г. Якутск // Наука и техника в Якутии. 2003. № 2 (5). С. 61—65.
32. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156—198.
33. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томишин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113—155.
34. Протопопов Ю.Х. Тектонические комплексы платформенного чехла Вилуйской синеклизы. — Якутск, 1993.
35. 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.
36. Смелов А.П., Ащепков И.В., Олейников О.Б. и др. Химический состав и Р-Т условия образования барофильных минералов из кимберлитовой трубки Манчары (Центральная Якутия) // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 27—31.
37. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 42—55.
38. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. — Новосибирск: Наука, 1993.
39. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998.
40. Шапошников К.К. Строение земной коры Северо-Востока СССР по геофизическим данным // Геология и геофизика. 1962. № 9. С. 100—105.
41. Штэх Г.И. Строение земной коры Верхоянского мегантиклинория и прилегающей части Сибирской платформы // Региональные геофизические исследования в Сибири. — Новосибирск: Наука, 1967. С. 45—51.
42. Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth and Planet. Sci. Lett. 1966. Vol. 1. Pp. 421—434.
43. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terrains and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. Vol. 310. Pp. 1—35.
44. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kulagin 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 7<sup>th</sup> International Kimberlite Conference. Cape Town, 1999. Vol. 2. Pp. 689—698.
45. Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River — 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. Vol. 36. № 9. Pp. 699—702.
46. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research. 2007. Vol. 12. Pp. 279—288.
47. Tomshin M.D., Koroleva O.V. Composite dykes of the Vilyuisk paleorift system, Siberian Platform, Yakutia, USSR // Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms / Ed. Parker A.J., Rickwood P.C., Tucker D.H. — Rotterdam: Balkema, 1990. Pp. 535—540.

## **Золотоплатиноносные россыпи бассейна р.Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы**

А.В.ОКРУГИН, А.И.ЗАЙЦЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина д.39), А.С.БОРИСЕНКО (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН им.В.С.Соболева; 630090, г.Новосибирск, проспект акад.Коптюга, д.3), А.Л.ЗЕМНУХОВ, П.О.ИВАНОВ (ОАО «Алмазы Анабара»; 677000, г.Якутск, ул.Чернышевского, д.6)

На основе изучения типоморфизма минералов платиновой группы (МПП) и золота из комплексных алмазоносных россыпей бассейна р.Анабар рассмотрены возможные коренные источники благородных металлов, которыми могут быть как докембрийские базит-ультрабазитовые интрузивы, так и фанерозойские щелочно-ультраосновные комплексы. Установлена в иридсодержащем платино-железистом сплаве силикатного включения, сложенного амфибол-титан-магнетит-флогопит-нефелин-диопсидовым парагенезисом, связь МПП с породами ийолит-мельтейгитового состава.

*Ключевые слова:* минералы платиновой группы, золото, пикриты, щелочно-ультраосновные породы.

Округин Александр Витальевич, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Зайцев Альберт Иванович, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Борисенко Александр Сергеевич, borisenko@igm.nsc.ru

Земнухов Алексей Леонидович

Иванов Петр Олегович

## **Gold-platinum-bearing placers deposits in the river basin of Anabar and their possible relation to alkali-ultrabasic magmatic rocks in the northern Siberian platform**

A.V.OKRUGIN, A.I.ZAITSEV, A.S.BORISENKO, A.L.ZEMNUKHOV, P.O.IVANOV

Based on the studies of typomorphic features of platinum-group minerals (PGM) and gold from complex diamond-rich placers in the river basin of Anabar the authors discuss possible bedrock sources for noble metals including both the Precambrian basic-ultrabasic intrusion and the Phanerozoic alkali-ultrabasic complexes. The presence in the Ir-enriched Pt-Fe alloy of a silicate inclusion of the amphibole-Ti-magnetite-phlogopite-nepheline-diopside paragenesis is indicative of the the relation between PGM and the rocks of ijolite-melteigite composition.

*Key words:* platinum-group minerals, gold, picrite, alkali-ultrabasic rocks.

На севере Сибирской платформы в бассейне р.Анабар (рис. 1) давно известны площадные косовые россыпепроявления золота и платины [22, 36 и др.]. Благородные металлы с попутными самоцветными камнями постоянно встречаются в алмазоносных россыпных месторождениях, образуя комплексные россыпи, коренные источники которых до сих пор не установлены [23]. Материнские породы алмаза, золота и МПП, по-видимому, связаны с широким спектром мантийных базит-ультрабазитовых пород, характерных для крупных магматических провинций. Золото и МПП могут поступать в россыпи из погребенных источников в процессе переотложения металла через базальные конгломераты рифея, венда, кембрия и перми, при этом мелкая фракция (до 0,5—1 мм) тонкопластинчатого «плавучего» металла мигрирует на большие расстояния, формируя площадные ореолы рассеяния.

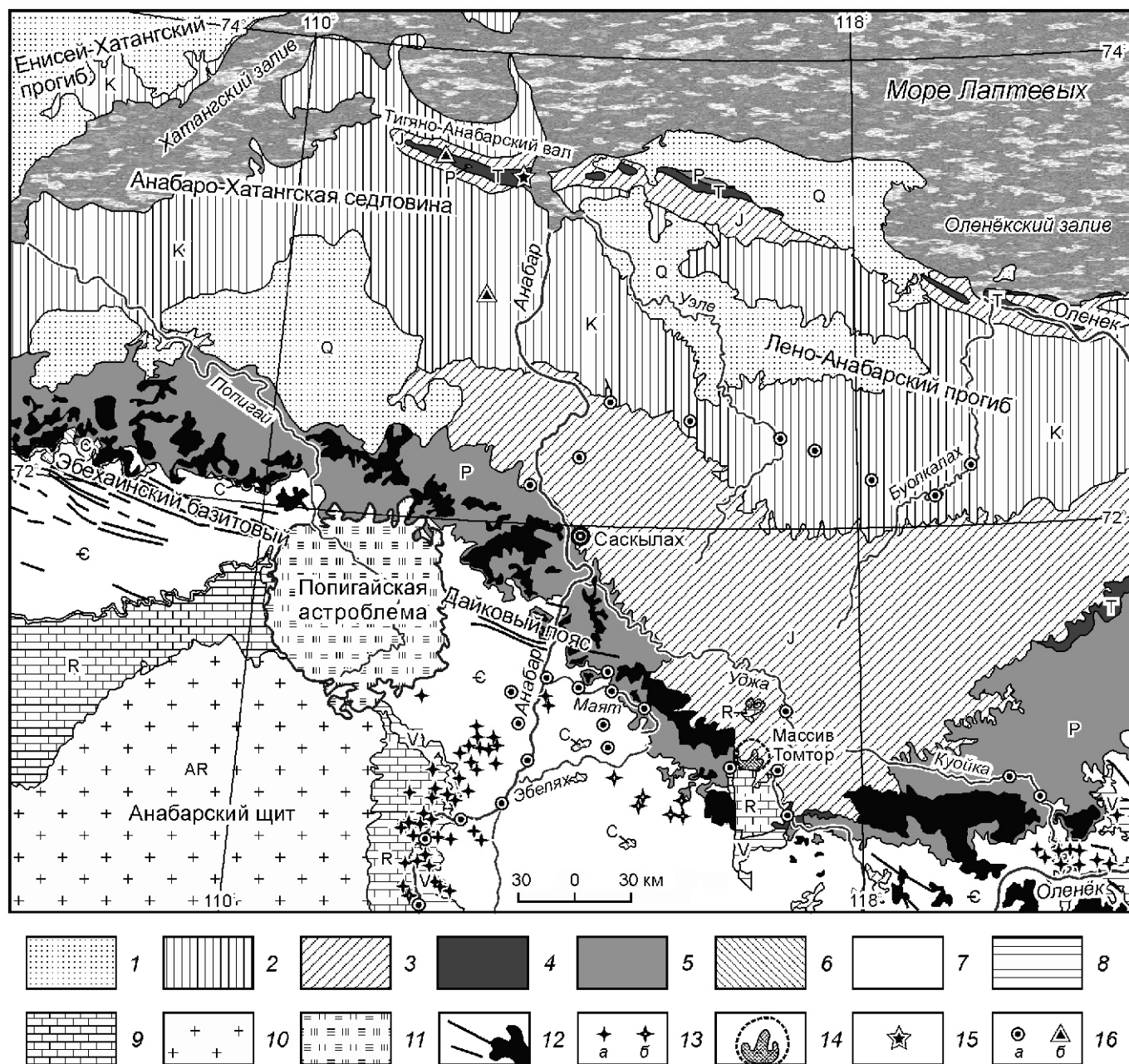
В последние годы в алмазоносных россыпях рек Маят, Эбелях и Хара-Мас обнаружено крупное Au (до 5—8 мм) и Pt (до 3 мм) комковидной и субрудной форм

[9, 23, 24]. При разработке алмазоносных россыпей р.Маят ОАО «Алмазы Анабара» проводились работы по попутному извлечению благородных металлов на шлюзах мелкого наполнения без перестройки существующей схемы обогащения. Показана рентабельность такого процесса и летом 2012 г. начинается промышленное попутное извлечение ценного металла на ряде объектов. Это представляет не только практический интерес, но имеет и важное научное значение. Крупные зерна играют роль маркеров перехода малотранспортабельного металла из плотика в плотик промежуточных коллекторов, образуя серию последовательных автохтонных россыпей ближнего сноса, расположенных недалеко от своих первичных и промежуточных источников. В больших зернах металла также лучше сохраняются включения силикатного вещества, среди которых можно найти индикаторные минералы вмещающих материнских пород. В настоящей статье на основе изучения типоморфных особенностей благородных металлов и парагенезисов минералов-включений в них, а также рассмотрения минералого-геохими-

ческих особенностей магматитов, распространенных в данном районе, обсуждается вопрос о потенциальных коренных источниках золота и платины в бассейне р. Анабар.

На тройной диаграмме Pt—(Ir Os)—(Ru Rh) с развернутой Pd-системой (рис. 2, А) видно, что точки со-

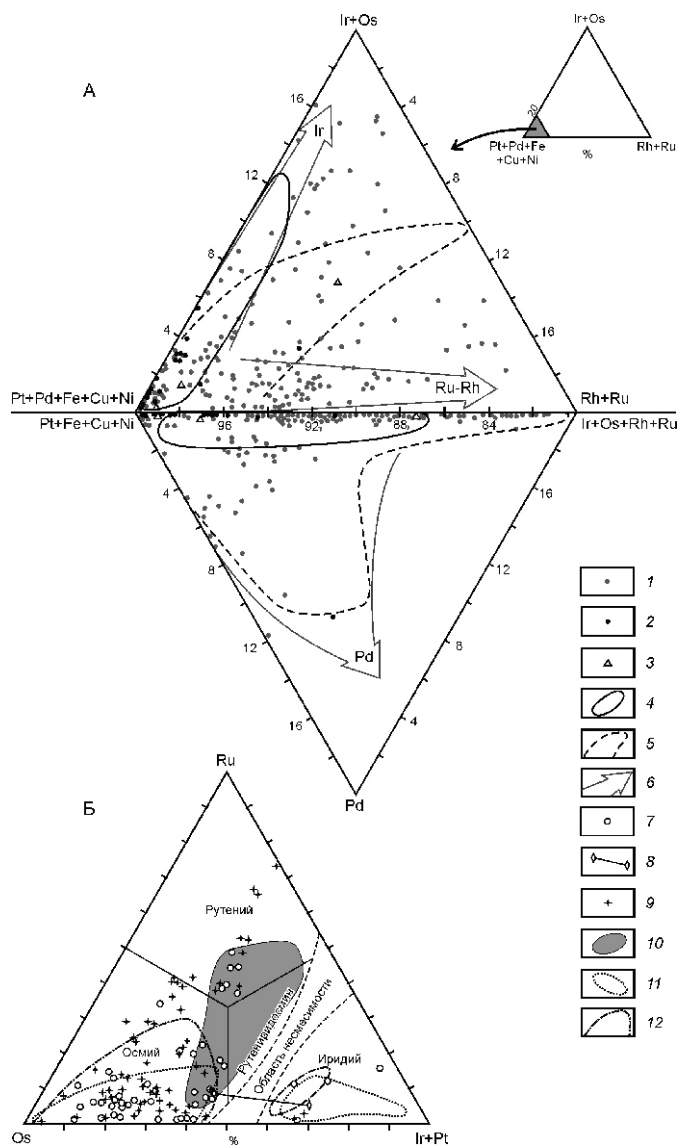
ставов платиновых металлов из россыпей р. Анабар расположены в основном вдоль Rh-Ru тренда платины «вилкойского» типа [24]. Меньшая часть (примерно одна треть) точек отклоняется в сторону Ir-тренда изоферроплатины из месторождений урало-аляскинского и алданского типов. Некоторые точки составов



**Рис. 1. Схематическая геологическая карта распространения платиноносных россыпей в бассейне р. Анабар.** Построена на основе геологической карты Сибирской платформы масштаба 1:1 500 000, 1999:

1 — четвертичные осадки, Q; 2 — меловые пески, алевроиты и галечники, K; 3 — юрские конгломераты, песчаники, алевролиты, J; 4 — триасовые песчаники и алевролиты, T; 5 — пермские песчаники, алевролиты и алевролитовые глины, P; 6 — песчаники карбона, C; 7 — кембрийские доломиты, известняки, мергели и песчаники, E; 8 — доломиты и песчаники венда, V; 9 — рифейские конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и доломиты, R; 10 — архейские метаморфические комплексы, AR; 11 — структура Попигайской астроблемы; 12 — силлы и дайки пермо-триасовых долеритов и трахидолеритов; 13 — кимберлитовые (а) и базитовые (б) трубки; 14 — Томторский массив щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами; 15 — выходы меланефелинитов и пикритобазальтов в устье р. Анабар; 16 — места отбора шлиховых проб с весовым количеством золота в ассоциации с родистой платиной (а) и иридий-осмиевыми минералами (б)





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

железистая платина: 1 — россыпи рек Маят, Биллях и Хара-Мас; 2 — россыпи [4, 18, 26] и хромититы [21] Гулинского массива; 3 — россыпи Бор-Урахского массива [20]; поля составов Fe-Pt сплавов: 4 — россыпи Урала ( $n = 169$ ) [37], 5 — хромитовых руд ( $n = 200$ ) Красногорского массива [9]; 6 — Ir (инаглинский тип), Ru-Rh (вилюйский тип) и Pd тренды изменения составов платины из россыпей Сибирской платформы [41]); минералы Ru-Ir-Os состава: 7 — самостоятельные зерна из россыпей рек Маят, Биллях и Хара-Мас; 8 — сосуществующие в тесных сростаниях; 9 — включения в железистой платине; поля составов минералов, россыпи: 10 — р.Вилюй ( $n = 47$ ) [22]; 11 — Инаглинского ( $n = 108$ ) и 12 — Гулинского ( $n = 74$ ) массивов [18, 26]; на врезке — область построения тройной диаграммы; анализы выполнены на микрозондовом анализаторе «Camebax-Micro» Н.В.Лесковой, С.К.Поповой, Л.М.Поповой и Н.В.Христофоровой в ИГАБМ СО РАН

попадают в промежуточную область, занимаемую МПГ из хромитовых руд Красногорского массива, принадлежащего альпинотипным ультрамафитам островодужного типа северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса [10]. В эту область попадают также единичные определения составов редких Fe-Pt сплавов из существенно осмиевых россыпей Гулинского [4, 18, 26] и Бор-Урахского массивов [20]. В некоторых минералах с низкими содержаниями примесей Ir, Os, Ru и Rh отмечается нарастание доли Pd до 12%, и они образуют палладиевый тренд, характерный для металлов из россыпепроявлений р.Вилюй на Сибирской платформе [41] и р.Норт-Саскачеван в Канаде [37].

Минералы Ru, Ir и Os наблюдаются в виде мелких включений в железистой платине, часто встречаются и самостоятельные пластинчатые зерна. Их размеры обычно не превышают 0,5 мм, редко достигая 1—2 мм. По составу Ru-Ir-Os сплавы в основном соответствуют Os, реже отмечаются зерна Ru и Ir (см. рис. 2, Б). Они в целом перекрывают поля составов минералов из вилюйских и инаглинских россыпей, но в россыпях р.Вилюй Ru-Ir-Os сплавы представлены в основном рутениридосмином, а в россыпях Инаглинского массива Os и Ir находятся в виде включений в изоферроплатине. Самостоятельные зерна осмия преимущественно попадают в поле составов минералов из россыпей Гулинского массива, что позволяет предположить возможное наличие в данном районе аналогов Гулинского комплекса щелочно-ультраосновных пород. Следует отметить, что в русловых отложениях притоков Гуримисской и Суолама, впадающих вблизи устья р.Анабар, во время геолого-съёмочных работ были обнаружены мелкие (0,1—0,2 мм) пластинчатые зерна МПГ, диагностируемые по гексагональным кристаллографическим очертаниям как осмиевые минералы (см. рис. 1).

Включения в железистой платине кроме Os, Ru и Ir представлены лауридом ( $\text{RuS}_2$ ), прассоитом ( $\text{Rh}_{17}\text{S}_{15}$ ) и василитом  $(\text{Pd,Cu})_{16}\text{S}_7$ . Реже отмечаются арсеносульфиды, арсениды, теллуриды платиноидов, Rh-Ru-содержащий пентландит, Pt-Pd-содержащие халькопирит, ковеллин и халькозин. Кроме рудных минералов в железистой платине редко встречаются микроскопические (от первых микрометров до 50 мкм) включения, состоящие из силикатных, оксидных и других фаз (кварц, кальцит, рутил, серпентин, алюмосиликат  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  и др.). В одном зерне иридийстой платины состава  $\text{Pt}_{78}\text{Ir}_8\text{Os}_{0,6}\text{Rh}_{3,5}\text{Fe}_{9,3}\text{Ni}_{0,6}$  обнаружено включение овальной формы, достигающее в поперечнике 0,15 мм, хорошо раскристаллизованного силикатного вещества, вероятно, захваченного платиной — реликтом вмещающей магмы (рис. 3). Исходя из соотношения минералов на срезе включения (в %: диопсид — 40, нефелин — 30, флогопит — 15, титаномагнетит — 10, амфибол — 5) и состава минеральных фаз, определенных микрозондовым анализом, был рассчитан примерный валовый состав включения (в массовых долях %):

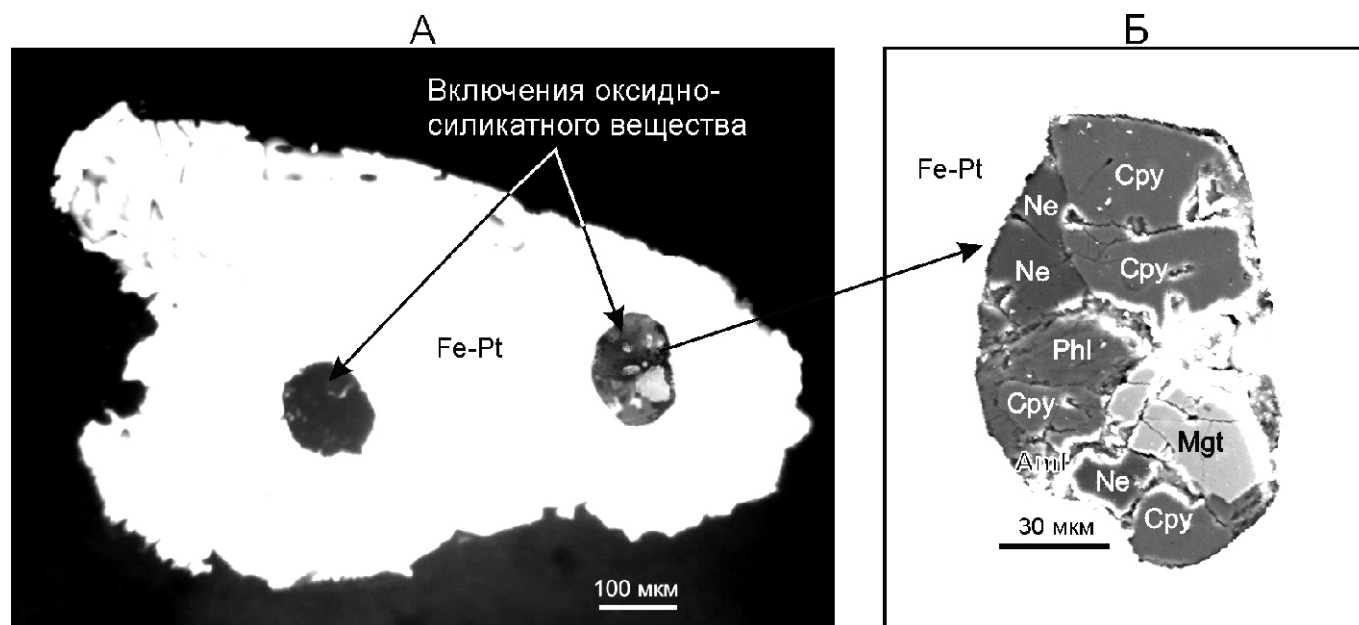
SiO<sub>2</sub> 41,22; TiO<sub>2</sub> 1,19; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15,14; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,03; FeO<sub>общ</sub> 13,61; MnO 0,12; MgO 9,71; CaO 10,27; Na<sub>2</sub>O 5,02; K<sub>2</sub>O 2,88, что соответствует породам ийолит-мельтейгитового ряда.

Указанные типоморфные особенности МПГ и их минералов-включений свидетельствуют о том, что на территории бассейна р.Анабар кроме предполагаемых авторами древних погребенных базит-ультрабазитовых массивов — источников родистой платины «вилуйского» типа [24], могут существовать и другие типы платиноносных тел, подобные Инаглинскому интрузиву дунитов с иридо-платиной или Гулинскому комплексу щелочно-ультраосновных пород с существенно осмиевой и редкой платиновой минерализацией.

С Гулинским вулканоплутоном ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов связаны комплексные золотоплатиноносные россыпи. Золото в них встречается в виде частиц размером от долей миллиметра до самородков, превышающих 1—2 см. Пробность золота колеблется в пределах 610—985‰ с содержанием Си до 2,71%, иногда в них встречаются решетчатые выделения купроаурита. Среди включений в золоте определены оливин, эгирин, авгит, диопсид, альбит, ортоклаз, Са-гранат, альмандин, нефелин, хлорит, сфен, рутил, ильменит, магнетит и многие сульфиды. Наличие аналогичных включений в МПГ и золоте свидетельствует о генетическом родстве благородных металлов и пород щелочно-ультраосновного Гулинского комплекса [26]. Это подтверждается обнаружением самородного золота в межзерновом пространстве оливи-

нов в образце дунитов Гулинского массива [14]. По данным И.Ю.Баданиной с соавторами [3], в Гулинских россыпях обнаружено палладистое золото (8—11 % Pd) и установлены включения МПГ (мончеит, сперрит и изомертиит) в золоте. Наличие минералов-узников, представленных перовскитом, циркелитом, апатитом, монацитом и титаносодержащим гранатом указывает на участие производных ийолит-карбонатитового магматизма в золотом рудообразовании. Нахождение в россыпях р.Анабар, наряду с тонкошелушчатом высокопробным золотом, крупного низкопробного золота [9, 23] и палладистого золота [24], а также, отмеченная ранее, высокая медистость золота с включениями тетрааурикуприда р.Бол.Куонамка [22] сближают типоморфные особенности золота из россыпей р.Анабар и Гулинского массива. Все вышеприведенные факты требуют внимательного рассмотрения вопроса о возможной связи отдельных минералого-геохимических типов ассоциаций из золотоплатиновых россыпей р.Анабар со сложными комплексами ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами.

В бассейне р.Анабар, наряду с трапповыми долеритами, известны трахидолериты Эбегаинского дайкового пояса [32], которые отличаются от типичных траппов высокими содержаниями TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и пониженными SiO<sub>2</sub>. В данном районе известны поля кимберлитовых и карбонатитовых трубок, а также Томторский комплекс щелочных пород и карбонатитов, с которыми ассоциируют мелкие секущие тела (дайки, силлы и трубки) пикритов и альнеитов [34]. Возраст пикритов и генетически связанных с ними



**Рис. 3. Включения оксидно-силикатного вещества в железистой платине р.Маят:**

А — общий вид включений в матрице зерна (46-170) иридисто-железистой платины (Fe-Pt) под микроскопом; Б — увеличенное изображение в отраженных электронах на сканирующем микроскопе JSM-6480LV (ИГАБМ СО РАН) правого раскристаллизованного включения, состоящего из диопсида (Cpy), нефелина (Ne), флогопита (Phl), амфибола (Amf) и титаномagnetита (Mgt)

карбонатитов, залегающих в среднем вулканогенном комплексе Томторского массива, составляет 440—370 млн.лет [12].

В устье р.Анабар находится изученное авторами малоизвестное триасовое проявление высокотитанистых пикритобазальтов и меланефелинитов [25]. Все это свидетельствует о широком распространении в Анабарском районе высокотитанистых магматитов, тесно связанных с базитовыми, пикритовыми, ультрабазитовыми, щелочными и карбонатитовыми породами. Такое сонахождение ассоциации пород разных формационных типов наблюдается в Норильско-Хараелахской зоне и далее протягивается через Маймеч-Котуйскую провинцию до Анабарского района, располагаясь вдоль южной границы Енисейско-Хатангской рифтогенной структуры.

В устье р.Анабар (мыс Аиркат) на коренном цоколе пород PZ-MZ отложений вдоль береговой террасы наблюдаются делювиальные развалы протяженностью 2—3 км порфировых пород базальтоидного облика с вкрапленниками оливина, пироксена и флогопита. Данные породы встречаются вперемешку с долеритами и занимают примерно 5—10% от всего объема об-

ломков делювиальных развалов. В среднем течении р.Гуримисской в своде брахиантиклинали присутствуют пермо-триасовые эффузивно-туфовые породы. Таким образом, можно констатировать, что высокотитанистые эффузивы в районе устья р.Анабар ассоциируют с долеритами трапповой формации и приурочены к осевым частям Эргэ-Салинской и Усть-Гуримисской брахиантиклинальных складок Тигяно-Анабарского вала, а в настоящее время находятся под кайнозойскими отложениями и, возможно, далее прослеживаются на дне Анабарской губы.

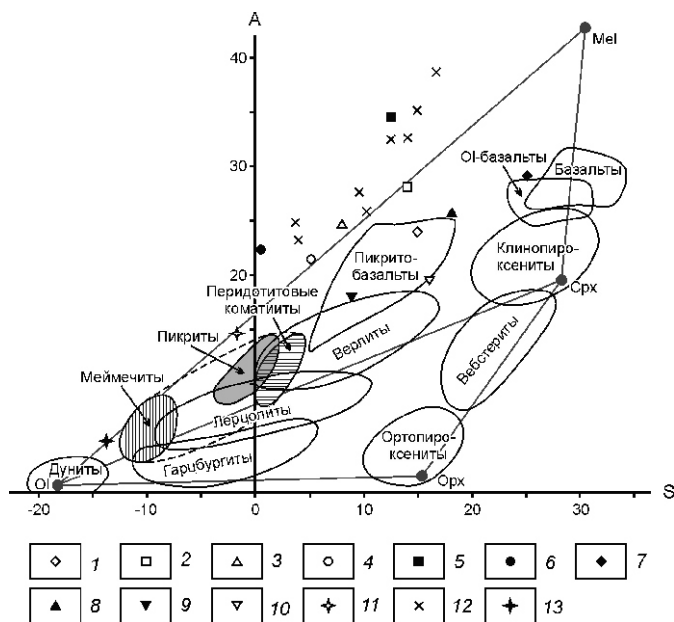
По химическому составу данные породы относятся к субщелочным пикритобазальтам (анкарамит — обр.10640), меланефелинитам (образцы 10638 и 10642) и оливиновым меланефелинитам (обр.10641). Для них характерны высокие содержания  $TiO_2$ ,  $K_2O$  и  $P_2O_5$  (табл. 1) и они близки трахидолеритам бассейна р.Анабар [31], особенно пикритобазальты. Меланефелиниты отличаются от трахидолеритов повышенным содержанием  $MgO$  и низкой кремнеземистостью, а также типоморфными особенностями минералов. Недосыщенность кремнеземом меланефелинитов проявляется при пересчете анализов по

#### 1. Состав базитов, пикритобазальтов и пикритов северного обрамления Сибирской платформы (в %)

| Оксиды         | Устье р.Анабар |        |       |        | Томторский массив |        | Эбехаинский пояс |       | р.Аян | Норильск | Гулинский массив |        |
|----------------|----------------|--------|-------|--------|-------------------|--------|------------------|-------|-------|----------|------------------|--------|
|                | 10638          | 10642  | 10641 | 10640  | То-1              | То-4   | Дол              | ТД    | ПБ    | Гудч     | Пикр             | Мейм   |
| $SiO_2$        | 40,54          | 40,14  | 40,24 | 44,24  | 34,60             | 31,61  | 47,03            | 43,75 | 42,90 | 45,33    | 38,46            | 37,08  |
| $TiO_2$        | 6,10           | 5,39   | 4,42  | 4,57   | 3,21              | 2,42   | 1,47             | 5,98  | 4,05  | 1,33     | 3,47             | 1,34   |
| $Al_2O_3$      | 11,26          | 7,94   | 6,63  | 8,72   | 12,13             | 6,47   | 14,97            | 11,20 | 7,49  | 9,96     | 4,26             | 1,57   |
| $Fe_2O_3$      | 6,89           | 9,59   | 5,32  | 7,01   | 7,67              | 8,41   | 2,32             | 5,68  | 5,02  | 5,64     | 8,47             | 5,02   |
| $FeO$          | 7,40           | 6,32   | 8,69  | 7,36   | 4,07              | 5,34   | 10,70            | 8,48  | 8,49  | 7,32     | 6,65             | 6,59   |
| $MnO$          | 0,26           | 0,24   | 0,25  | 0,23   | 0,26              | 0,12   | 0,20             | 0,18  | 0,14  | 0,17     | 0,23             | 0,17   |
| $MgO$          | 6,82           | 10,64  | 16,48 | 10,12  | 6,85              | 14,79  | 7,22             | 5,34  | 16,31 | 14,84    | 21,34            | 37,69  |
| $CaO$          | 11,80          | 11,57  | 11,52 | 11,54  | 16,44             | 12,81  | 11,33            | 9,30  | 8,26  | 8,08     | 8,96             | 2,97   |
| $Na_2O$        | 2,91           | 2,71   | 2,01  | 1,78   | 3,35              | 1,08   | 2,27             | 2,89  | 1,28  | 1,27     | 0,68             | 0,20   |
| $K_2O$         | 2,16           | 2,51   | 1,39  | 1,90   | 2,66              | 2,04   | 0,66             | 2,37  | 0,93  | 0,28     | 0,78             | 0,10   |
| $P_2O_5$       | 0,79           | 0,94   | 0,60  | 0,57   | 1,03              | 0,84   | 0,18             | 1,13  | 0,24  | 0,14     | 0,42             | 0,14   |
| П.П.П.         | 2,58           | 2,46   | 1,68  | 1,88   | 4,89              | 8,34   | 1,54             | 3,55  | 4,03  | 4,99     | 5,46             | 7,41   |
| $Cr_2O_3$      | 0,05           | 0,09   | 0,20  | 0,10   | 0,01              |        | 0,03             | 0,02  | 0,15  | 0,08     | 0,13             | 0,34   |
| Сумма          | 100,56         | 100,54 | 99,43 | 100,02 | 99,68*            | 99,48* | 99,92            | 99,87 | 99,29 | 99,33    | 99,32            | 100,62 |
| Число анализов | 1              | 1      | 1     | 1      | 3                 | 3      | 19               | 38    | 6     | 22       | 9                | 3      |

*Примечание.* 10638, 10642 — меланефелиниты; 10641 — оливиновые меланефелиниты; 10640 — пикритобазальты; То-1 — мельтейгиты; То-4 — оливиновые мелилититы; Дол — долериты [32]; ТД — трахидолериты [32]; ПБ — пикритовые базальты р.Аян [13]; Гудч — пикритобазальты гудчихинской свиты [13]; Пикр — пикритовые лавы Маймеч-Котуйской провинции [13]; Мейм — меймечиты Гулинского массива [16]; \* — в суммы входят содержания  $CO_2$  2,51 и 5,21% соответственно; анализы образцов из магматитов бассейна р.Анабар выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН Л.Т.Галенчиковой и Э.Е.Сабардаховой.





**Рис. 4. Составы базальтов, пикритобазальтов и пикритов севера Сибирской платформы на диаграмме А—S:**

устье р. Анабар: 1 — пикритобазальты (обр. 10642), меланефелиниты: 2 — обр. 10638, 3 — 10640, 4 — оливиновые меланефелиниты (обр. 10641); Томторский массив: 5 — мельтейгиты, 6 — оливиновые мелилититы; Эбехаинский дайковый пояс [32]: 7 — долериты, 8 — трахидолериты; 9 — пикритовые базальты р. Аян [13]; 10 — пикритобазальты гудчихинской свиты [12]; Маймеча-Котуйская провинция: 11 — пикритовые лавы [12], 12 — эффузивные и жильные мелилититосодержащие породы [11]; 13 — меймечиты Гулинского массива [16]; серые кружки — фигуративные точки составов оливина (Ol), клинопироксена (Cpx), ортопироксена (Opx) из ультраосновных пород по [35] и мелилита (Mel) из кугдита Гулинского массива по [10]; пунктирной линией оконтурено семейство пикритов, включающее меймечиты, пикриты и перидотитовые коматиты; поля отдельных видов ультраосновных и основных пород показаны по работе [5]

методу CIPW появлением в модалном составе 9—12% нефелина. Микронзондовым анализом в них авторы установили присутствие анальцима. В эффузивах устья р. Анабар содержание порфировых вкрапленников оливина ( $Fe_{75-90}$ ) может достигать 30%, оливин основной массы по составу отвечает  $Fe_{70}$ . Пироксен в порфировых выделениях представлен титан-диопсидом и салитом. В трахидолеритах Эбехаинского пояса оливин сложен редкими зернами  $Fe_{40-60}$ , а пироксен — титан-авгитом.

Сопоставление составов пород на диаграмме в координатах А—S (рис. 4), где

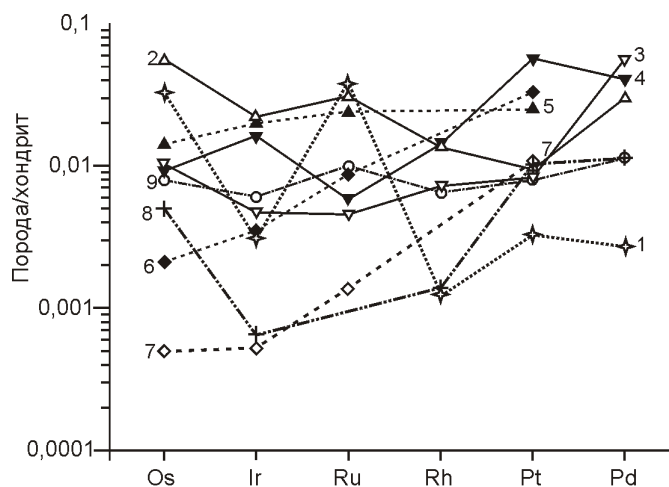
$A = Al_2O_3 \cdot CaO \cdot Na_2O \cdot K_2O$ ,

$S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$ ,

видно, что пикритобазальты устья р. Анабар и трахидолериты Эбехаинского пояса, как и высокомагнезиальные базальты р. Аян и гудчихинской свиты на севере Сибирской платформы, тяготеют к полю пикри-

тобазальтов по работе [5], а меланефелиниты располагаются рядом с эффузивными и жильными мелилититосодержащими породами Маймеча-Котуйской провинции [11]. К последним примыкают также изученные авторами мелкие трубчатые тела мельтейгитов с крупными порфировыми выделениями слюды, прорывающие рифейские доломиты в южной части Томторского массива, а также мелкое силлоподобное тело оливиновых мелилититов мощностью около 2 м, локализованное в вендских гравелитах на правом берегу руч. Чымара в юго-западной окраине массива. Основными минералами этих пород являются титан—диопсид—салит, слюда биотит-флогопитового ряда, присутствуют титаномagnetит, хромшпинелид, оливин, мелилит, анальцит, амфибол, хлорит, кальцит и доломит.

В оливиновых мелилититах силла руч. Чымара (обр. То-4-2) пробирно-атомно-эмиссионным и кинетическим методами (ЦНИГРИ, Москва) определены (в мг/т) повышенные количества Os (21) и Ru (34) при низких содержаниях Pt, Ir, Pd и Rh (3; 1,5; 1,3 и 0,2, соответственно). Эти данные (рис. 5) соизмеримы с повышенными содержаниями Os и Ru в дунитах Гулинского массива [15, 16], с которыми связаны осмиевые россыпи. Резкое обеднение оливиновых мелилититов легкоплавкими платиноидами (Pt, Pd, Ru) и Ir пока трудно объяснить, возможно, это обусловлено сложными процессами дифференциации платиновых металлов при кристаллизационной эволюции богатой летучими компонентами магмы, которые сопровождалась метасоматическими явлениями [15].



**Рис. 5. Распределение элементов платиновой группы, нормированное по хондриту [40]:**

1 — оливиновые мелилититы (То-4-1) Томторского массива (данные авторов); Гулинский массив: 2 — слабосерпентинизированные дуниты [16], 3 — меймечиты [16], 5 — дуниты с хромитом [15], 6 — кугдиты [15], 7 — нефелиновые сиениты [15]; 4 — дуниты Кондерского массива [19]; 8 — пикритобазальты гудчихинской свиты Норильского района [38]; 9 — офиолитовые гарцбургиты по работе [38]

Изучение Rb-Sr изотопных систем меланефелинитов устья р.Анабар (табл. 2), проведенное в лаборатории физико-химических методов анализа в ИГАБМ СО

вок обусловлена небольшой вариацией значений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в различных фракциях проб, разделенных по магнитной восприимчивости минералов. В пределах

## 2. Результаты Rb-Sr изотопного анализа меланефелинитов устья р.Анабар

| Образец | Материал фракций                | $^{87}\text{Rb}$ , мкг/г | $^{86}\text{Sr}$ , мкг/г | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ |
|---------|---------------------------------|--------------------------|--------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| 10639   | Меланефелинит (валовая проба)   | 10,9493                  | 141,8604                 | 0,0763                          | 0,7058                          |
| 10639/1 | Клинопироксен, порфиновые       | 1,937                    | 34,1054                  | 0,0561                          | 0,7057                          |
| 10639/2 | Смесь оливин пироксен           | 2,4058                   | 39,7902                  | 0,0598                          | 0,7072                          |
| 10639/3 | Оливин                          | 3,9236                   | 55,7627                  | 0,0696                          | 0,7066                          |
| 10639/4 | Основная связующая масса породы | 17,8892                  | 150,3571                 | 0,1176                          | 0,7059                          |

Rb-Sr изохронный возраст (обр.10639,  $n$  3) 220 44 млн.лет,  $I_0$  0,70554 0,00054

|         |                                  |         |          |        |        |
|---------|----------------------------------|---------|----------|--------|--------|
| 10641   | ОИ-меланефелинит (валовая проба) | 9,5472  | 113,7423 | 0,083  | 0,7055 |
| 10641-1 | Оливин, порфиновые               | 1,6611  | 14,4048  | 0,114  | 0,7056 |
| 10641-2 | Смесь оливина пироксен           | 1,4278  | 18,3234  | 0,0787 | 0,7056 |
| 10641-3 | Оливин                           | 1,0831  | 17,1264  | 0,0625 | 0,7066 |
| 10641-4 | Основная связующая масса породы  | 10,8192 | 142,8832 | 0,0748 | 0,7054 |

Rb-Sr изохронный возраст (обр.10641,  $n$  4) 221 215 млн.лет,  $I_0$  0,70525 0,00027

|         |                                 |         |          |        |        |
|---------|---------------------------------|---------|----------|--------|--------|
| 10642   | Меланефелинит (валовая проба)   | 17,2089 | 183,0594 | 0,0929 | 0,7053 |
| 10642-1 | Оливин, порфиновые              | 3,6973  | 39,8833  | 0,0916 | 0,7054 |
| 10642-2 | Оливин флогопит пироксен        | 6,6709  | 90,9281  | 0,0725 | 0,7064 |
| 10642-3 | Оливин пироксен                 | 10,7724 | 124,3831 | 0,0856 | 0,7057 |
| 10642-4 | Основная связующая масса породы | 16,0653 | 193,956  | 0,0819 | 0,7058 |

Примечание.  $I_0$  — первичный изотопный состав стронция на время формирования пород.

РАН А.И.Зайцевым, показало более высокое содержание в них Rb и Sr, чем в обычных толеитовых базальтах. Для двух образцов были получены внутренние Rb-Sr изохронные зависимости (рис. 6), которые оценивают их возраст как 220 (обр. 10639) и 221 млн.лет (обр.10641), с несколько различающимся первичным изотопным отношением Sr ( $I_0$ ): 0,70554 и 0,70525, соответственно. Значительная ошибка полученных датиро-

этих образцов ряд точек значительно отклоняется от изохронной зависимости (оливины, смесь оливина и пироксена), что может свидетельствовать о несколько иной природе (или возрасте) исследованных минералов. Для пробы 10642 все точки значений формируют зависимость, обратную изохронной линии, которая также может предполагать различную генетическую историю стронция.

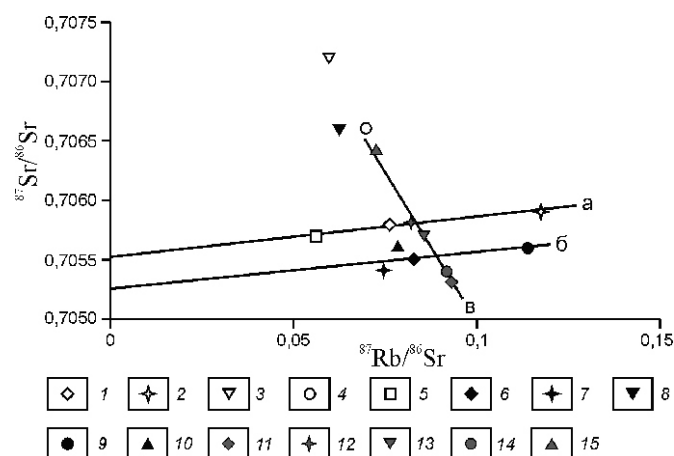


Рис. 6. Rb-Sr изохронная диаграмма для меланефелинитов устья р.Анабар:

различные фракции проб: 1—5 — 10639, 6—10 — 10641, 11—15 — 10642; 1, 6, 11 — валовый состав проб; 2, 7, 12 — микрозернистая основная масса породы; 3, 8, 13 — оливин-флогопит-пироксеновые сростки; 4, 9, 14 — оливин-пироксеновые срастания; 5 — порфиновые выделения оливина; 10, 15 — порфиновые выделения клинопироксена; Rb-Sr изохрона для проб: а — 10639 и б — 10641; в — линия зависимости для фракций пробы 10642

Значения модельных возрастов деривации протолита от примитивной ( $T_{UR}(Sr)$ ) или деплетированной мантии ( $T_{DM}(Sr)$ ) сильно изменяются (табл. 3). Модельные датировки по двухстадийной модели ( $T_{DM-2st}$ ), при допущении, что вторая стадия имела место 220 млн.лет назад, являются более однородными по своим величинам и изменяются в пределах от 825 до 930 млн.лет. Этот возрастной интервал предположительно отвечает времени формирования протолита меланефелинитов, который в последующем, возможно, был модифицирован с привнесом стронция с повышенной долей радиогенной составляющей.

торского массива, наблюдается (рис. 8) значительное плавное повышение концентрации легких РЗЭ, определенных ICP-MS методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г.Новосибирск (аналитик А.В.Травин). По величинам распределения РЗЭ они очень близки трахидолеритам Эбеаинского дайкового пояса [33], а также пикритам Маймеча-Котуйской провинции [17], но существенно отличаются от пикритобазальтов гудчихинской свиты [27] и типичных трапповых толеитовых долеритов Эбеаинского пояса. Спектр РЗЭ в оливиновых меланефелинитах устья р.Анабар в деталях повторяет на более низком уровне распределение РЗЭ

### 3. Модельные Rb-Sr мантийные параметры меланефелинитов устья р.Анабар

| Образец | Материал фракции                | $I_0$   | $f_{Rb/Sr}$ | (Sr)  | $T_{UR}(Sr)$ | $T_{DM}(Sr)$ | $T_{DM-2st}$ |
|---------|---------------------------------|---------|-------------|-------|--------------|--------------|--------------|
| 10639   | Меланефелинит (вал)             | 0,70556 | 0,077       | 18,73 | 15980        | 8295         | 930          |
| 10639/4 | Основная связующая масса породы | 0,70553 | 0,422       | 18,32 | 2770         | 3730         | 925          |
| 10641   | Ol-меланефелинит (вал)          | 0,70523 | 0,004       | 14,17 | 103263       | 6349         | 870          |
| 10641-4 | Основная связующая масса породы | 0,70516 | 0,096       | 13,11 | 8518         | 7833         | 856          |
| 10642   | Меланефелинит (вал)             | 0,70501 | 0,123       | 18,71 | 5317         | 4779         | 825          |
| 10642-4 | Основная связующая масса породы | 0,70554 | 0,010       | 18,43 | —            | 7067         | 927          |

*Примечание.*  $f_{Rb/Sr}$  и (Sr) — отклонение величин Rb/Sr и  $I_0$  пород относительно таковых в примитивной мантии на период их формирования; расчет модельных датировок  $T_{UR}(Sr)$  и  $T_{DM}(Sr)$  и двухстадийной  $T_{DM}(Sr)$  производился согласно работе [39].

Оксидно-рудные минералы в эффузивах устья р.Анабар представлены комковидными зернами или пластинчатыми и октаэдрическими кристаллами ильменита, титаномагнетита и хромшпинелида размером до 1—2 мм. Содержание MgO в ильмените 3—8,5%. Состав хромшпинелидов изменяется от титанистых феррихромитов ( $TiO_2$  5,5 и  $Cr_2O_3$  41,5%,) до хромистого титаномагнетита ( $TiO_2$  20 и  $Cr_2O_3$  1%). На диаграмме (рис. 7) хромшпинелиды эффузивов устья р.Анабар наиболее близки к минералам из пикритобазальтов р.Аян [13] и трахидолеритов Эбеаинского пояса. К минералам эффузивов устья р.Анабар также примыкают и шпинелиды из оливиновых мелилититов Томторского массива, отличаясь несколько повышенными содержаниями Cr, Al, Mg при низком количестве титана. Все перечисленные минералы в основном попадают в поля шпинелидов перидотитов и меймечитов Гулинского массива [7] и пикритовых габбро-долеритов Норильского района [8]. От Ti-Cr-шпинелидов кимберлитовых тел [1, 2, 30] они отличаются пониженной магнезиальностью. Из диаграммы (см. рис. 7) видно, что хромшпинелиды из алмазоносной россыпи р.Маят охватывают поля минералов из всех вышеназванных пород, что свидетельствует о возможном широком распространении в бассейне р.Анабар указанных магматитов.

В изученных авторами пикритобазальтах и меланефелинитах устья р.Анабар, как и в мельтейгитах Том-

в меланефелинитах. Подобная картина параллельного снижения РЗЭ наблюдается в паре меймечит—дунит из Гулинского плутона [29]. Как показывают минералогические и термометрические данные, а также результаты расчета, пикритовые порфириды данного плутона являются продуктами фракционирования меймечитового расплава в результате кристаллизации вкрапленников оливина и хромшпинелида, т.е. дуниты, вероятно, являются оливиновыми кумюлятами меймечитовых расплавов, как предполагалось ранее Ю.Р.Васильевым и В.В.Золотухиным [6]. Так, моделирование подобного процесса с использованием данных по расплавному включению в минералах меймечитов и ассоциирующих ультраосновных пород, доказывает щелочной тренд фракционирования, что приводит к появлению типичных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции — оливиновых меланефелинитов и меланефелинитов [28].

Эти данные, наряду со сквозным присутствием вкрапленников оливина и титанистых хромшпинелидов во всех изученных высокотитанистых породах бассейна р.Анабар, свидетельствуют о том, что трахидолериты Эбеаинского дайкового пояса, эффузивы пикритобазальтов и меланефелинитов устья р.Анабар, а также мелкие секущие тела мельтейгитов и оливиновых мелилититов Томторского массива формировались из однотипных родоначальных магм подобных меймечитам. В зависимости от степени фракциони-



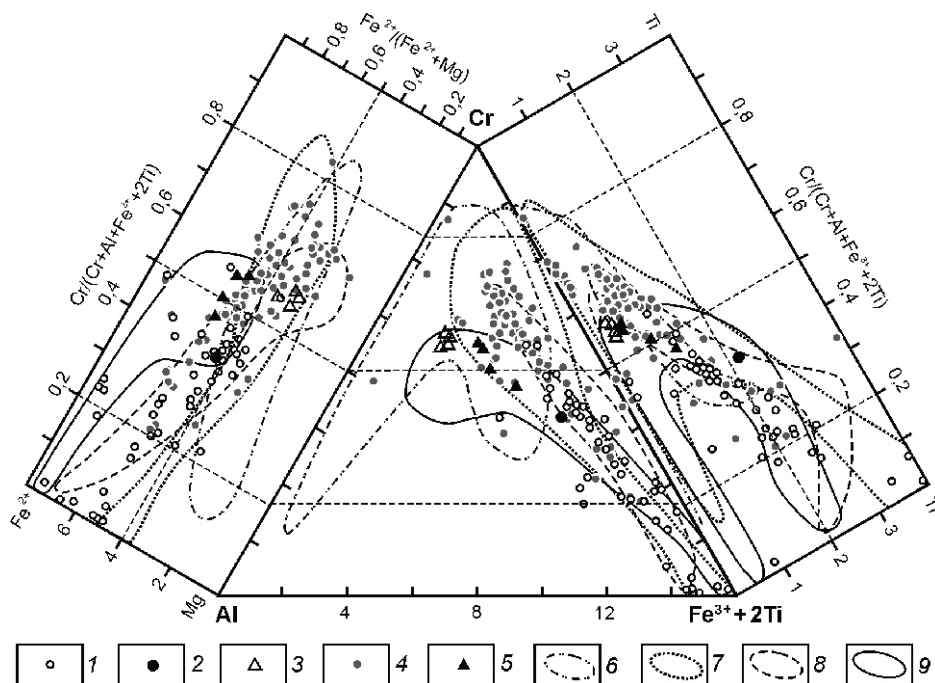


Рис. 7. Состав хромшпинелидов из магматитов и россыпей бассейна р.Анабар на диаграмме Al-Cr-Fe-Mg-Ti:

1 — меланефелиниты, устье р.Анабар; 2 — трахидолериты, р.Уджа; 3 — оливиновые мелилититы (То-4), Томторский массив; 4 — россыпи р.Маят; 5 — пикритовые базальты р.Аян по [13]; поля составов минералов: 6 — кимберлиты [1, 30]; 7 — микрокристаллы шпинелидов трубки Малокуонапская [2]; 7 — дуниты, перидотиты, меймечиты и пикриты Гулинского массива [7]; 8 — пикритовые габбродолериты Норильского района [8]

рования оливина и титан-хромшпинелидов из таких расплавов могут формироваться сложные интрузивы, включающие тела ультрабазитов, пикритов, щелочных пород и карбонатитов с разнообразной платинометалльной и золотой минерализацией.

Развитие вдоль северного обрамления Сибирской платформы тесной ассоциации палеозойско-мезозойских пород разных формационных типов, включающих магматиты ультраосновного, пикритового, базитового и щелочного составов, связано, по-видимому, с заложением Енисейско-Хатангской рифтогенной структуры. Вывод на поверхность триасовых пикрибазальтов и меланефелинитов в осевой части

Тигяно-Анабарского вала обусловлен формированием покровно-надвиговых складчатых структур в Оленёкском секторе зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса [31]. Формирование пикритовых пород Томторского массива, по-видимому, связано со среднепалеозойскими рифтогенными процессами. Все это позволяет авторам рассматривать Анабарский район как крупную щелочно-ультрабазит-базитовую магматическую провинцию с заметными проявлениями высокотитанистых щелочных пикритовых базитов, перспективную на обнаружение золотоплатиноносных и редкометалльных месторождений, значительная часть которых, вероятно, перекрыта мезозойскими толщами Лено-Анабарского прогиба.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00747.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. — Новосибирск: Гео, 2001.
2. Бабушкина С.А. Состав микрокристаллов шпинелидов трубки Малокуонапская как отражение процессов кристаллизации кимберлитового расплава и степени алмазности пород // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 85—95.
3. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Гончаров М.М., Туганова Е.В. Благороднометалльные россыпи Гулинского массива (север Сибирской платформы): новые данные о необычных минеральных ассоциациях золота и платиноидов / Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. Материалы Всеросс. конференции. Т. 1. — М., 2010. С. 56—58.
4. Балмасова Е.А., Смольская Л.С., Лопатина Л.А. и др. Самородный осмий и иридоосмий Гулинского массива // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 4. С. 748—751.
5. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие. — М.: Недра, 1981.

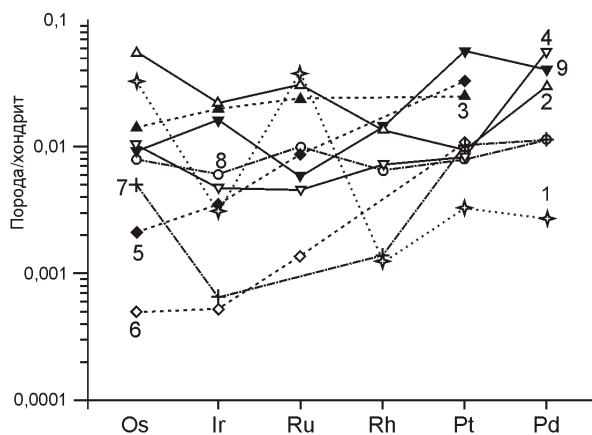


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в базитах и пикритах, нормированное по хондриту C1 [42]:

устье р.Анабар: 1 — меланефелиниты, 2 — оливиновые меланефелиниты; Эбеаинский дайковый пояс [32]: 3 — долериты, 4 — трахидолериты; Томторский массив: 5 — мельтейгиты (То-1) 6 — пикриты Маймеча-Котуйской провинции [17]; Гулинский массив [29]: 7 — меймечиты, 8 — дуниты; 9 — магнезиальные вулканы гудчихинской свиты Норильского района [27]

6. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. —Новосибирск: Наука, 1975.
7. Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Корольюк В.Н. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) / Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. X. —Новосибирск: Наука, 1976. С. 7—16.
8. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений. —М.: Наука, 1979. С. 105—126.
9. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Россыпная золотоносность р.Маят бассейна р.Анабар // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 38—41.
10. Дмитриенко Г.Г., Мочалов А.Г., Паладжян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. Препринт. —Магадан, 1985.
11. Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. —Л.: Недра, 1969.
12. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. —Якутск, 1992.
13. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). —Новосибирск: Наука, 1989.
14. Козарко Л.Н., Сенин В.Г. Первая находка золота в коренных породах Гулинского массива (Полярная Сибирь) // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 1. С. 81—82.
15. Козарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Геохимия. 1994. № 11. С. 1568—1676.
16. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Геохимия ультрамафитов платиноносного Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции // Геохимия. 1983. № 11. С. 1523—1531.
17. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. —Новосибирск: Гео, 2007.
18. Лихачев А.П., Кириченко В.Т., Лопатин Г.Г. и др. К особенностям платиноносности массивов щелочно-ультраосновной формации // ЗВМО. 1987. № 1. С. 122—125.
19. Малич К.Н. Распределение платиноидов в ультрабазитах Гулинского массива как индикатор их генезиса // ЗВМО. 1995. № 5. С. 16—30.
20. Малич К.Н., Козарко Л.Н. Вещественный состав платиноидной минерализации Бор-Урхского массива (Маймеча-Котуйской провинции, Россия) // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 6. С. 806—810.
21. Малич К.Н., Рудашевский Н.С. О коренной минерализации платиноидов хромититов Гулинского массива // Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 5. С. 1026—1029.
22. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. —Якутск, 2000.
23. Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А. Комплексные россыпепроявления благородных металлов и самоцветов в бассейне р.Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 3—17.
24. Округин А.В., Мазур А.Б., Земнухов А.Л. и др. Ассоциация палладистого золота с минералами платиновой группы в россыпях бассейна р.Анабар Сибирской платформы // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 3—11.
25. Округин А.В., Зайцев А.И., Иванов П.О. Проявления высокотитанистых щелочных пикритовых базитов в бассейне р.Анабар (север Сибирской платформы) / Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Мат-лы Всерос. науч. конференции. Т. 1. —Якутск: ИПК СВФУ, 2011. С. 92—97.
26. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. Благороднометаллическая минерализация Гулинской интрузии // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 51—65.
27. Соболев А.В., Кривоуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой формации // Петрология. 2009. № 3. С. 276—310.
28. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97—110.
29. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. № 12. С. 1293—1334.
30. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7—24.
31. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова и М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
32. Томшин М.Д., Округин А.В., Савинов В.Т., Шахотко Л.И. Эбехайнский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1475—1483.
33. Томшин М.Д., Зайцев А.И., Травин А.В., Округин А.В. Протерозойский массив щелочных габброидов на реке Муна (северо-восток Сибирской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 40—48.
34. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. —М.: НИИ «Природа», 2003.
35. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород. —М.: Госгеолтехиздат, 1956.
36. Шнунт Б.Р. Платиновые минералы четвертичных отложений Анабаро-Оленёкского поднятия // Геология рудных месторождений. 1970. № 2. С. 123—126.
37. Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and distribution of platinum-group mineral placer deposits of the Wold // Expl. and Mining Geol. 1996. Vol. 5. № 2. Pp. 73—167.
38. Crocket J.H. Platinum-group element geochemistry of mafic and ultramafic rocks // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group element. Ed. Cabri L.J. Canadian Institute of Mining. 2002. Vol. 54. Pp. 177—210.
39. Muller 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.
40. Naldrett A.J., Duke J.M. Platinum metals in magmatic sulfide ores // Science. 1980. Vol. 208. Pp. 1417—1424.
41. Okrugin A.V. Origin of platinum-group minerals in mafic-ultramafic rocks: from dispersed elements to nuggets // Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. № 6. Pp. 1397—1412.
42. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Ed. A.D.Saunders, M.J.Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. Pp. 313—346.

## Рудопроявление Обоха — новый сереборудный объект мирового класса Восточной Якутии

А.В.КОСТИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), А.Е.ОКУНЕВ (ООО «ГеоПроМайнинг Верхне-Менкече»; 678720, Республика Саха (Якутия), пос.Хандыга, ул.Домохотова, д.3), Г.В.ДЕНИСОВ (ГУП «Сахагеоинформ»; 677980, г.Якутск, ул.Кирова, д.13), Н.В.ЗАЯКИНА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Проведен химический анализ богатых серебряных руд проявления Обоха. Сереброносность руд определяется пираргиритом и блёклой рудой, амальгам серебра руды не содержат. Показано, что наряду с проявлением Хачакчанское, руды проявления Обоха на порядок богаче серебром по сравнению с остальными серебряными месторождениями Якутии.

*Ключевые слова:* Обоха, Хачакчанское, месторождения мирового класса, серебро.

Костин Алексей Валентинович, kostin@diamond.ysn.ru

Окунев Александр Евгеньевич, aevokunev@rambler.ru

Денисов Геннадий Викторович, denisov@ginfors.ru

Заякина Надежда Викторовна, n.v.zayakina@diamond.ysn.ru

## The Obokha deposit — a new world-class silver project in Eastern Yakutia

A.V.KOSTIN, A.E.OKUNEV, G.V.DENISOV, N.V.ZAYAKINA

The comprehensive chemical analysis of high-grade silver ore of Obokha deposit was carried out. Silver grade is defined by pyrargirite and thetetradrite, and no Ag-amalgam were identified in ore. Along with Khachakchan deposit the ore of Obokha is tenfold silver-rich then any else silver deposits of Yakutia.

*Key words:* Obokha, Khachakchan, world class deposits, silver.

Стабильный рост мировой цены на серебро (в начале 2012 г. котировки имеют лучшую динамику за последние 30 лет) заставляет инвесторов все чаще обращать внимание на привлекательность этого металла. Важное значение для экономики России имеют инвестиции не только в добывающее производство, но и в объекты с прогнозным потенциалом, с привлечением инвестора для доведения запасов до высоких категорий и разработки сереборудных месторождений [8].

В распределенном фонде Республики Саха (Якутия) в настоящее время находятся серебряные месторождения Прогноз (владелец лицензии Nord Gold N.V. — дочернее золотодобывающее подразделение ОАО «Северсталь»), Мангазейское (владелец лицензии Silver Bear Resources Inc.), Верхне-Менкеченское (владелец лицензии ООО «ГеоПроМайнинг Верхне-Менкече»). Суммарный извлекаемый ресурс серебра ( $C_1$   $C_2$ ) по этим месторождениям оценивается в 5893 т [2]. Из этого очевидно, что ресурсная база серебра высоких категорий испытывает явный дефицит, что является одним из главных сдерживающих факторов развития сереборудной отрасли в Якутии. Поэтому главная цель данной публикации — обоснование наилучшего для инвестиций с точки зрения качества руд и геолого-экономического положения сереборудного объекта, относящегося к нераспределенному фонду.

Филиал «Восточно-Якутский» ГУГПП РС(Я) «Якутскеология» (пос.Хандыга) в 2008—2010 гг. проводил работы ГМК-200 на территории листов Q-53-XXVIII, XXXIV, в результате которых было открыто рудопроявление Обоха. Оно относится к перспективной Томпо-Делиньинской сереброносной зоне [3, 6], расположено в 18 км к северу от пос.Топлиный и находится в зоне влияния федеральной трассы «Колыма», с которой ее соединяет 180-километровый отрезок автотрассы «Яна». В 30 км восточнее расположены богатые серебряные проявления Хачакчанское, Ночное, Холоднинское и др.

Рудопроявление Обоха расположено в Нижнеимнеканском рудном узле (бассейн руч.Обоха, левый приток р.Имнекан). В геологическом строении рудного узла принимают участие отложения  $P_1$ —J, представленные чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, смятых в линейную складку — Тальскую антиклиналь. Особенности геологического строения, структура и минералогия рудного узла были детально рассмотрены авторами ранее [7].

Основные рудолокализирующие структуры имеют северо-восточную ориентировку и субвертикальное падение, представлены минерализованными зонами дробления, брекчирования и смятия. Всего известно около двадцати минерализованных зон, несколько из них вскрыты единичными канавами. Зоны мощно-



стью от 5—28 м трассируются по простиранию высыпками и развалами кварц-карбонатного материала на 1,5—2 км. Протяженность наиболее детально изученной зоны «Ирника» составляет 1,5 км. Минерализованные зоны сложены кварц-карбонатными прожилками с серебросульфосольной, реже галенитовой минерализацией. Карбонат почти полностью окислен, рентгенофазовый анализ показал, что фактически это мелкокристаллический гётит с реликтами сидерита. Кварц серовато-белый, местами халцедоно-видный, аморфный.

Руды проявления Обоха характеризуются чрезвычайно высоким содержанием серебра. Самый богатый ее участок был вскрыт канавой 113 — общая мощность зоны рудной минерализации составляет 15—16 м, включая 4-метровый интервал ультрабогатых руд с содержанием Ag 21,75 кг/т по данным пробирного анализа (А.Л.Горлова с коллегами, 2010) и 23,85 кг/т по результатам атомно-абсорбционный анализ (табл. 1). Зона сложена разноориентированными кварц-карбонатными прожилками мощностью от 1 до 5 см с гнездами и линзами пираргирита, блёклой руды и галенита. Таких высоких содержаний серебра неизвестно ни на одном месторождении серебра Якутии (Прогноз, Мангазейское, Купольное, Кимпиче, Верхнеменкеченское и др.). Это отчетливо видно при сравнительном анализе результатов технологических испытаний серебряных руд, которые характеризуют среднее качество по типу руды или месторождению в целом (табл. 2). Поэтому изучение химического состава богатого рудного интервала серебряной зоны проявления Обоха представляет большой научный и практический интерес.

Изучен богатый серебром рудный интервал зоны «Ирника» проявления Обоха. На интервале 1—4 м руды представлены раздробленным песчаником с прожилками галенита от 1 до 5 см, в которых присутствуют гнезда блёклой руды размером до 1 см. Из вторичных минералов отмечаются малахит, азурит, церуссит. Общее содержание рудных минералов в прожилках до 60%. Интервал 4—4,1 м представлен галенитовой жилой с гнездами блёклой руды. Интервал 4,1—5 м сложен раздробленным и местами перетертым до глины красновато-серого цвета материалом с сохранившимися гнездами блёклой руды и пираргирита, последний преобладает. Ниже рудной зоны по склону в устье руч. Рудный был найден самородок амальгамы серебра размером около 5 см. Непосредственно в рудном интервале видимое серебро отмечено не было. Ранее [7] было показано, что минеральный состав этих руд довольно простой и кроме жильных минералов присутствует блёклая руда и пираргирит. Сереброносность блёклой руды меняется от 5,31 до 11,54% в существенно галенитовых рудах и от 21,14 до 23,92% — в пираргиритовых.

Руды проявления Обоха изучались в аналитических лабораториях ИГАБМ СО РАН несколькими ви-

# **1. Химический состав рудных проб зоны «Ирника» проявления Обоха**

| Компоненты                                                    | Бороздовые пробы и интервалы опробования, канава 113 |                 |                 |                   |                   |
|---------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|-----------------|-----------------|-------------------|-------------------|
|                                                               | 113-2,<br>1—2 м                                      | 113-3,<br>2—3 м | 113-4,<br>3—4 м | 113-5,<br>4—4,1 м | 113-6 4,<br>1—5 м |
| <i>Химический количественный анализ, %*</i>                   |                                                      |                 |                 |                   |                   |
| SiO <sub>2</sub>                                              | 48,86                                                | 60,99           | 57,53           | 19,29             | 56,88             |
| TiO <sub>2</sub>                                              | 0,33                                                 | 0,53            | 0,52            | —                 | 0,37              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                | 9,01                                                 | 12,77           | 12              | 1,65              | 9,51              |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                | 8,13                                                 | 2,87            | 2,95            | 1,58              | 0,49              |
| FeO                                                           | 6,31                                                 | 3,84            | 5,19            | 12,82             | 3,91              |
| MnO                                                           | 0,3                                                  | 0,33            | 0,12            | 0,83              | 0,82              |
| MgO                                                           | 1,91                                                 | 1,55            | 4,73            | 5,14              | 1,4               |
| CaO                                                           | 0,71                                                 | 1,62            | 1,57            | 1,03              | 3,48              |
| Na <sub>2</sub> O                                             | 1,24                                                 | 2,96            | 3,17            | 0,25              | 1,18              |
| K <sub>2</sub> O                                              | 2,11                                                 | 3,02            | 2,95            | 0,36              | 2,6               |
| H <sub>2</sub> O                                              | 0,48                                                 | 0,24            | 0,3             | 0,5               | 0,2               |
| H <sub>2</sub> O                                              | 3,34                                                 | 2,37            | 2,53            | 2,78              | 2,89              |
| PPP                                                           | 2,74                                                 | 1,3             | 1,34            | 3,89              | 0,37              |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                                 | —                                                    | —               | —               | —                 | —                 |
| CO <sub>2</sub>                                               | 1,09                                                 | 0,54            | 0,82            | 1,65              | 4,36              |
| S <sub>сульфидн.</sub>                                        | 1,65                                                 | 0,6             | 1,11            | 7,24              | 2,21              |
| SO <sub>3</sub>                                               | 0,59                                                 | 0,16            | 0,16            | 0,89              | 0,12              |
| Сумма                                                         | 88,8                                                 | 95,69           | 96,99           | 59,9              | 90,79             |
| <i>Пробирный анализ, г/м**</i>                                |                                                      |                 |                 |                   |                   |
| Ag                                                            | 7631                                                 | 3273            | 7331            | 40152             | 71974             |
| <i>Атомно-абсорбционный анализ (iCE 3000 Series AAS), г/м</i> |                                                      |                 |                 |                   |                   |
| Ag                                                            | 9968                                                 | 4368            | 6889            | 47567             | 77132             |
| Au                                                            | —                                                    | —               | —               | —                 | —                 |
| <i>Атомно-эмиссионный анализ (PGS-2 с МАЭС), %****</i>        |                                                      |                 |                 |                   |                   |
| Cu                                                            | 0,58                                                 | 0,19            | 0,27            | 1,3               | 0,098             |
| Pb                                                            | 10,03                                                | 2,23            | 5,63            | 35,66             | 0,17              |
| Zn                                                            | 0,21                                                 | 0,07            | —               | 0,74              | —                 |
| As                                                            | —                                                    | —               | —               | 0,46              | 0,23              |
| Sb                                                            | —                                                    | —               | —               | —                 | —                 |

*Примечание.* Аналитики: \* Л.Т.Галенчикова (ИГАБМ СО РАН); \*\* — результаты пробирного анализа Физико-химической лаборатории ФГУГТП РС(Я) «Якутскгеология» «АЛДАНСКИЙ»; \*\*\*Е.И.Михайлов, Ю.В.Голубко, А.Е.Санникова (ИГАБМ СО РАН); \*\*\*\*С.Ю.Коркина, О.Д.Замийская (ИГАБМ СО РАН).

## 2. Химический состав руд главных месторождений серебра Якутии (в %)

| Компоненты                     | 1     | 2     | 3     | 4     | 5      | 6      |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 60,0  | 44,64 | 66,2  | 52,6  | 59,3   | 44,2   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,49  | 0,33  | 0,34  | 0,4   | 0,63   | 0,25   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,91  | 6,36  | 8,2   | 11,7  | 14,7   | 6,4    |
| FeO                            | 8,31  | 14,23 | 15,01 | —     | 6,73   | —      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,96  | 21,58 | 0,58  | 6,1   | 6,83   | 21,4   |
| MnO                            | 1,07  | 1,25  | 0,04  | 0,07  | 0,28   | 1,7    |
| MgO                            | 0,55  | 0,24  | 0,2   | 1,52  | 0,91   | 1,92   |
| CaO                            | 0,18  | 0,08  | 0,1   | 0,71  | —      | 3,14   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,22  | 0,01  | 0,2   | 0,28  | 0,13   | 0,1    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,19  | 0,07  | 0,21  | —     | 1,46   | 1,22   |
| K <sub>2</sub> O               | 2,16  | 1,14  | 2,56  | 3,0   | 3,31   | 1,5    |
| CO <sub>2</sub>                | 4,4   | 5,26  | 0,11  | 4,25  | 0,05   | 6,19   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,4   | 0,62  | —     | 0,41  | —      | —      |
| H <sub>2</sub> O               | 5,3   | 1,0   | 3,68  | 2,54  | —      | 4,7    |
| S <sub>сульф</sub>             | 0,49  | 2,01  | 0,02  | 4,35  | 0,005  | 0,39   |
| SO <sub>3</sub>                | 0,1   | 0,85  | 0,88  | 0,12  | —      | —      |
| BaO                            | —     | 0,17  | —     | 0,21  | —      | —      |
| Сумма                          | 97,73 | 99,84 | 98,33 | 92,26 | 99,335 | 99,11  |
| As                             | 0,17  | 0,1   | 0,15  | 0,04  | 0,02   | —      |
| Pb                             | 0,84  | 3,3   | 0,81  | 6,88  | 1,2    | 2,53   |
| Zn                             | 0,34  | 0,68  | 0,097 | 4,82  | 0,08   | 0,04   |
| Cu                             | 0,13  | 0,13  | 0,077 | 0,03  | 0,26   | 0,005  |
| Sn                             | 0,002 | 0,1   | 0,12  | 0,22  | —      | —      |
| Sb                             | 0,18  | 0,28  | —     | 0,09  | 0,48   | —      |
| Hg                             | —     | —     | —     | —     | 0,27   | —      |
| Ag, г/т                        | 2510  | 980   | 553   | 646   | 21550  | 4919,5 |
| Au, г/т                        | 0,2   | —     | 0,3   | 0,2   | 0,05   | —      |

*Примечание.* Месторождения: 1 — Мангазейское, рудная зона Васильевская [5], 2 — Прогноз, рудное тело Главное [5], 3 — Купольное, окисленные руды (проба 4) [5], 4 — Верхне-Менкеченское [4], 5 — Хачакчанское, проба ба [4], 6 — Ночное [4].

дами анализов: химическим силикатным, атомно-абсорбционным, спектральным и рентгеновским фазовым. Предварительная подготовка проб включала дробление исходного материала до крупности 2 мм, последовательное сокращение издробленного материала с получением усредненных навесок для прове-

дения аналитических исследований и их последующее истирание.

Из приведенных данных (см. табл. 1) видно, что основными химическими составляющими руд являются SiO<sub>2</sub> (19,29—60,99%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,65—12,77%), MnO, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O (в сумме 5,97—12,42%) и FeO Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,4—14,44%). Руды различаются как по содержанию SO<sub>3</sub> (0,12—0,89%), так и по количеству S сульфидной (0,6—7,24%).

Основные полезные компоненты руд — Ag, Pb, Au не обнаружены. В качестве попутного полезного компонента в пробе 113-5 содержится Cu 1,3%. По содержанию Pb руда проб 113-2 и 113-5 может быть отнесена к богатым свинцовым рудам. Из вредных компонентов, осложняющих переработку руд, в пробах 113-5 и 113-6 присутствует As 0,46 и 0,23% соответственно.

Для определения фазового состава образцов богатых серебряных руд проявления Обоха был использован метод рентгенофазового анализа. Исследование выполнено на дифрактометре ДРОН-2 с медным излучением (программы расчета и идентификации минералов PDWin). Для уменьшения возможных ошибок, связанных с разным размером зерен минералов, перед съемкой все образцы подвергали дополнительному истиранию. После этого проводился количественный фазовый анализ на дифрактометре D8 Discover with GADDS (в ИГДС СО РАН) с идентификацией фаз программным комплексом TOPAS (авторы благодарят Л.Н.Горохову за помощь в получении дифрактограмм). Для более точной количественной идентификации минерального состава руд были приготовлены и проанализированы эталонные смеси из кварца, пираргирита, блёклой руды и галенита с примесью церуссита. Результаты, полученные для искусственных смесей, показали, что методика может быть использована для приближенной количественной оценки фазового состава руды.

Полученные результаты исследования руд зоны «Ирника» проявления Обоха представлены в табл. 3. Все образцы являются полиминеральными смесями. Соотношение имеющихся минералов в пробах сопоставимо с результатами химического, спектрального, атомно-абсорбционного и пробирного анализов.

Одно из важных результатов фазового рентгеновского анализа является то, что отражений, соответствующих металлическому серебру, ни в одной пробе получено не было. Это подтверждает сделанное ранее предположение [7], что рудные тела с амальгамами серебра занимают отдельное положение в эндогенной зональности месторождения и на проявлении Обоха еще не найдены. Наличие знаков и мелких самородков амальгамы серебра в аллювии ручьев подтверждает данный вывод, что расширяет перспективы проявления. На рентгенограммах также не зафиксирован арсенопирит, что важно при разработке технологии обогащения руды.

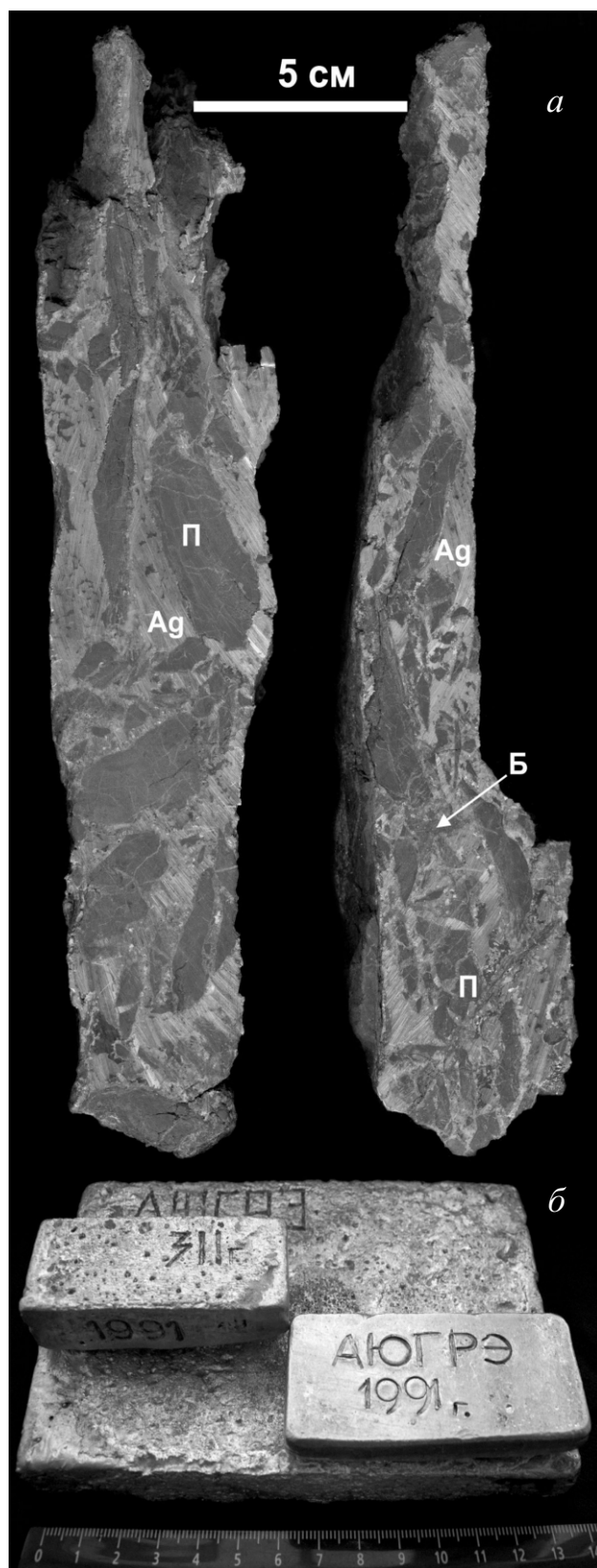
### 3. Минеральный состав руды проявления Обоха

| Минералы                          | Содержание в пробе, % |       |       |       |       |
|-----------------------------------|-----------------------|-------|-------|-------|-------|
|                                   | 113-2                 | 113-3 | 113-4 | 113-5 | 113-6 |
| <i>Жильные и породообразующие</i> |                       |       |       |       |       |
| Кварц                             | 49—54                 | 55—56 | 50—51 | 14—16 | 53—56 |
| Полевой шпат                      | 7—9                   | 24—25 | 32—33 | —     | 11—14 |
| Слюда                             | 4—5                   | 14—15 | 8—10  | —     | 11—20 |
| Сидерит                           | 3—4                   | —     | 1     | —     | —     |
| Доломит                           | —                     | —     | —     | —     | 11—12 |
| <i>Рудные</i>                     |                       |       |       |       |       |
| Галенит                           | 4—5                   | 2     | 4     | 38—42 | 1     |
| Пираргирит                        | 0—1                   | 1     | 1     | 3—4   | 5—6   |
| Блѣклая руда                      | —                     | —     | —     | 1—2   | —     |
| <i>Гипергенные</i>                |                       |       |       |       |       |
| Церуссит                          | 5                     | 2—3   | 2     | 5—8   | 11—14 |
| Гѣтит                             | 15—16                 | —     | —     | 30—32 | —     |
| Малахит                           | —                     | —     | —     | *     | *     |
| Азурит                            | —                     | —     | —     | *     | *     |

*Примечание.* Состав определен рентгенофазовым анализом (в весовых долях %); точность метода — 1%; \* — минерал определен визуально, в количестве долей %.

Технологические свойства руд с амальгами серебра месторождений Хачакчанское и Ночное были изучены ранее в Иркутском государственном научно-исследовательском институте редких и цветных металлов (пробы массой 55, 57 кг, соответственно). По данным В.А.Говорина (1992), руду, содержащую серебро в виде амальгамы в форме свободных зерен, а также сульфидов и сульфосолей серебра (рис. 1, а) с массовой долей соответственно 19,5, 52,5 и 28% измельчали в воде и подвергали гравитационному обогащению, выделяя металлическое серебро в концентрат, а сульфиды и сульфосоли серебра в хвосты гравитации. Извлечение серебра в концентрат составило 19,5% при массовой доле в нем Ag 65—70%, Hg 28—30%. Способ переработки сульфидных серебряных руд, содержащих ртуть, включал гравитационное обогащение, азотнокислосое выщелачивание серебрясодержащего продукта, осаждение серебра в виде хлорида и плавку осадка на металлическое серебро. В результате плавки получали слитки, содержащие 98,8% Ag (см. рис. 1, б). После этого интерес к проявлениям Хачакчанское и Ночное незаслуженно угас.

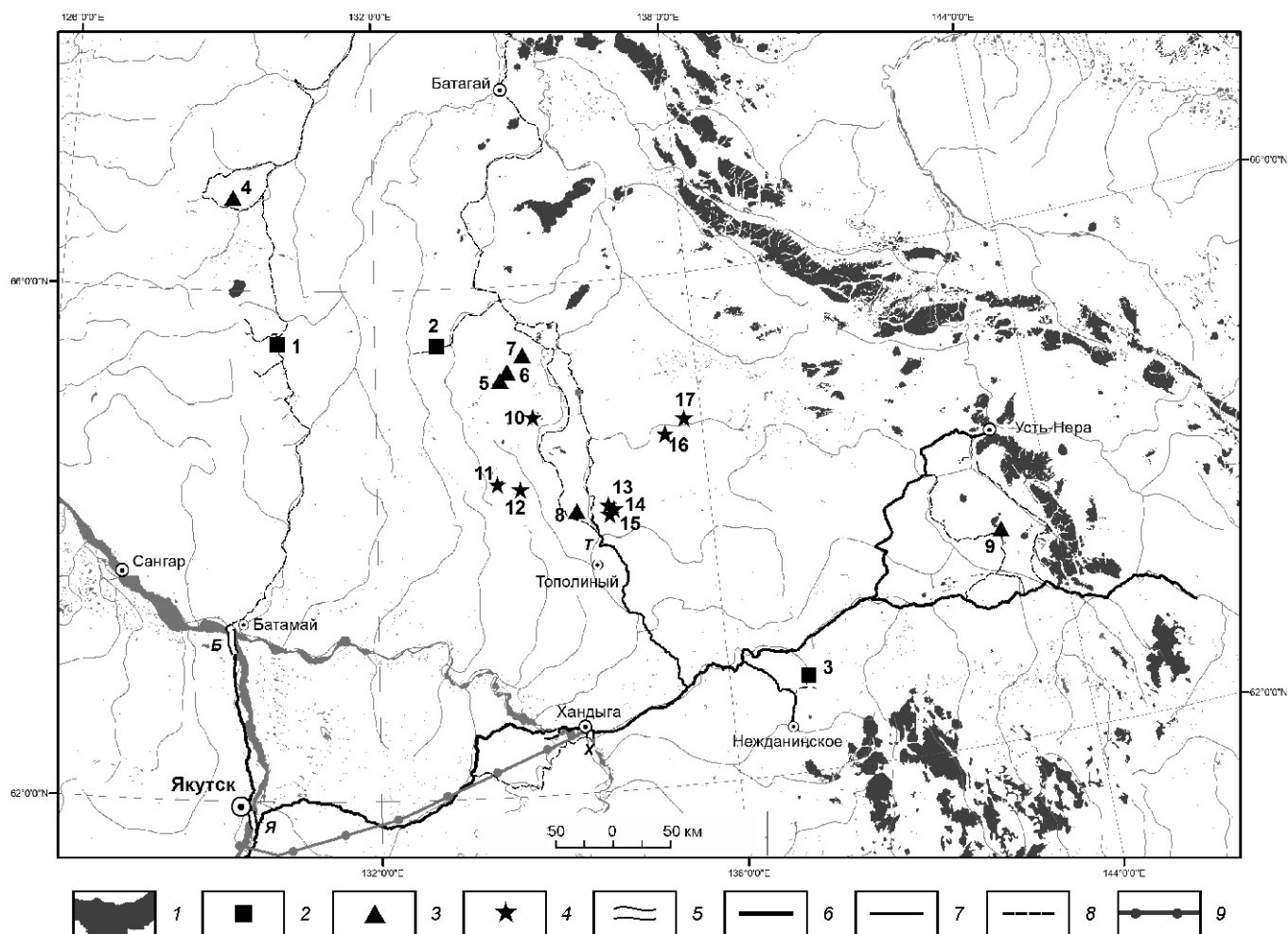
В настоящее время в рамках реализации федеральной программы геологоразведочных работ проводится изучение как отдельных серебрянорудных объектов



**Рис. 1. Руды Хачакчанского рудопоявления и продукт их технологической переработки (музей ГУП «Сахагеоинформ»):**

а — брекчированный песчаник (П), сцементированный амальгамой серебра (Ag) и редкими гнездами блѣклой руды (Б); б — слитки серебра, полученные в 1991 г. в результате технологических испытаний Хачакчанских руд





**Рис. 2. Месторождения и наиболее перспективные проявления серебра Западного Верхоянья и затраты федерального бюджета на их изучение в 2000-х годах:**

1 — интрузивные образования; месторождения и проявления: 2 — распределенные, разведка за счет недропользователей и запасы категории  $C_1$  (1 — Мангазейское, 558 т Ag; 2 — Прогноз, 3162 т Ag; 3 — Верхне-Менкеченское, 1187 т Ag), 3 — нераспределенные, с затратами федерального бюджета и годами работ (4 — Кимпиче, 2007—2009, 350 млн.руб.; 5 — Тракторное; 6 — Ясное-Перевальное; 7 — Эгеляхское, 2009—2012, 410 млн.руб.; 8 — Обоха, 2008—2009, 60 млн.руб.; 9 — Курдатское, 2007—2010, 140 млн.руб.), 4 — в 2000-х годах не изучались (10 — Эначинское, 2012—2014, 250 млн.руб.; 11 — Июньское; 12 — Дугинское; 13 — Холоднинское; 14 — Хачакчанское; 15 — Ночное; 16 — Скалистое; 17 — Заря); 5 — переправы: Б — через р.Лена и Т — через р.Томпо, только зимой по льду, Я — через р.Лена и Х — через р.Алдан паромом и зимой по льду; автодороги: 6 — федерального и 7 — круглогодичные регионального значения, 8 — зимники; электрические сети: 9 — высоковольтная линия 220 кВ Майя—Хандыга

в пределах известных перспективных территорий, так и делается попытка геолого-экономического анализа ситуации по перспективе развития Западно-Верхоянской сереброносной провинции в целом. Далее приведем расположение (рис. 2) и краткую сводку работ, выполненных в последние годы на серебрудных объектах различными организациями за счет федерального бюджета.

1. ОАО «Янгеология» (пос.Батагай) проводит геологоразведочные работы за счет федерального бюджета на двух объектах: 1) проект 45-07-74/7 «Поисково-оценочные работы на серебро в центральной части Кимпиче-Берелехского рудного поля Западно-Верхо-

янской металлогенической зоны. (Республика Саха (Якутия)» (2007—2009 гг.) стоимостью 350 млн.руб. Извлекаемый ресурс Ag ( $C_2$ ) составляет 2500 т [1]; 2) проект 98-09-80 «Поисковые работы на серебро-полиметаллическое и олово-серебро-полиметаллическое оруденение на юго-западном фланге Дербеке-Нельгесинской рудной зоны (Республика Саха (Якутия)» стоимостью 410 млн.руб. По данным конкурсной документации Якутнедра за 2009 г., целевое назначение работ на этой площади — локализация серебро-полиметаллического и олово-серебро-полиметаллического оруденения, выявление перспективных объектов на юго-западном фланге Дербеке-Нельгесинской рудной

зоны. Оценка прогнозных ресурсов Ag по категориям  $P_1$  1500 т,  $P_2$  1500 т.

Принята программа геологоразведочных работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы Российской Федерации на 2012—2014 гг., финансируемых из федерального бюджета, в которую вошел новый объект (код объекта 1-87/12) — «Поисково-реви-зионные работы на рудное золото и серебро в пре-делах Эначинского рудного узла» стоимостью 250 млн.руб., расположенный в 90 км севернее про-явления Обоха. Целевое назначение работ на этой площади — оценить прогнозные ресурсы рудного зо-лота: категории  $P_1$  — 10 т,  $P_2$  — 10 т; серебра:  $P_1$  — 1500 т,  $P_2$  — 2500 т.

2. ГУГПП РС(Я) «Якутскеология» Филиал «Вос-точно-Якутский» (пос.Усть-Нера) — проект 45-07-208/3 «Поисковые работы на серебро в пре-делах Курдатской перспективной площади (Республи-ка Саха (Якутия)» (2007—2010 гг.). Проведены поис-ковые работы стоимостью 146 млн.руб. в пределах Курдатской перспективной площади на рудопрояв-лении Вешнее, расположенном в 90 км к югу от пос.Усть-Нера. Обнаружено 3 рудоносные зоны со средней мощностью 1,6 м, протяженностью от пер-вых сотен метров до 3,5 км. Среднее содержание Ag 472 г/т, прогнозные ресурсы Ag 1900 т [1].

3. ГУГПП РС(Я) «Якутскеология» Филиал «Вос-точно-Якутский» (пос.Хандыга) — проект 45-07-208/4 «ГМК-200 на территории листов Q-53-XXVIII, XXXIV (Юго-западный фланг Томпо-Делиньинской сереброносной зоны)» — 60 тыс.руб. В результате проведенных работ было выявлено рудопоявление серебра Обоха.

В начале февраля 2011 г. был назначен аукцион на Аллара-Сахскую и Делиньинскую перспективные площади с правом геологического изучения, развед-ки и добычи. В пределах Аллара-Сахской площади (проявления Хачакчанское, Ночное и др.) апробиро-ваны прогнозные ресурсы Ag по кат. $P_3$  в количестве 6669,1 т. В пределах Делиньинской площади (прояв-ление Заря, Скалистое и др.) апробированы прогно-зные ресурсы Ag по кат. $P_3$  в количестве 16082,7 т. Ни одной заявки на участие в торгах на право пользова-ния недрами с целью геологического изучения, раз-ведки, добычи серебряных руд и попутных компо-нентов на Аллара-Сахской и Делиньинской площа-дях не поступило. Причиной, по нашему мнению, яв-ляется низкая категория предлагаемых ресурсов и яв-ная недоизученность объектов.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. По геолого-экономической позиции рудопрояв-ления Обоха, Хачакчанское, Ночное и другие (Нижнеимнеканский и Аллара-Сахский рудные узлы) являются наиболее привлекательными для гео-логоразведки и последующих инвестиций в добычу

серебра. Они расположены вблизи круглогодичной трассы «Яна» республиканского подчинения, протя-гива- ющейся до села Тополиное.

2. Сравнительный анализ химического состава руд главных месторождений серебра Якутии показал, что по таким параметрам, как содержание серебра, нали-чие вредных примесей и степени извлечения полез-ных компонентов, рудопоявления Хачакчанское и Обоха значительно превосходят все остальные извест-ные рудопоявления серебра из нераспределенного фонда.

3. Отсутствие амальгам серебра в богатых серебря-ных рудах зоны «Ирника» и их повсеместное присут-ствие в русловом аллювии свидетельствует о недои-зученности рудопоявления Обоха. Следует скон-центрировать усилия на поисках рудных тел с амаль-гамами серебра, которые были обнаружены на Ха-чакчанском рудопоявлении.

4. Современные геологоразведочные работы на се-ребро ведутся на наиболее удаленных от круглого-дичных дорог и наименее благоприятных с точки зре-ния качества руд объектах. Для успешного развития отрасли «серебро» на востоке Якутии необходим гра-мотный геологический менеджмент и научное сопро-вождение геологоразведочных и поисковых работ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.В., Некрасов А.И. Верхоянская сереборуд-ная провинция. Перспективы развития и освоения ми-нерально-сырьевой базы // Минеральные ресурсы Рос-сии. Экономика и управление. 2010. № 1. С. 21—29.
2. Бондаренко В.П., Валиулин Х.М., Ковтонюк Г.П. Госу-дарственный баланс запасов полезных ископаемых Рос-сийской Федерации на 1 января 2011 г. Выпуск 30. Се-ребро. Ч. 9. ДВФО. Республика Саха (Якутия). —М.: ФГУ НПП «Росгеолфонд», 2011.
3. Денисов Г.В., Засимов М.Г., Окунев А.Е. Геологическое строение и сереброносность Томпо-Делиньинской ме-таллогенической зоны // Серебряное оруденение Яку-тии. —Якутск, 1999. С. 28—35.
4. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональ-ная геохимия (Южное Верхоянье). —Ростов-на-Дону: Росиздат, 1999.
5. Костин А.В., Амузинский В.А., Холмогоров А.И. и др. Структурные условия формирования богатых Ag, Au, Sn, Sb и Pb-Zn руд месторождений Якутии. —Якутск, 2002.
6. Костин А.В., Денисов Г.В. Крупные благородноме-талльные рудно-магматические системы Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 17—25.
7. Костин А.В., Окунев А.Е., Денисов Г.В., Осипов Л.В. Особенности серебряной минерализации Нижнеимне-канского и Аллара-Сахского рудных узлов (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 3—10.
8. Костин А.В., Саввинова Л.А. Неоткрытые минеральные ресурсы серебра — обоснование и выделение полифор-мационных слабозродированных рудно-магматичес-ких узлов средствами ГИС (Западное Верхоянье, Яку-тия) // Наука и образование. 2011. № 24 (62). С. 11—16.

## Особенности россыпного золота бассейна р.Уджа (Билиро-Уджинское поднятие)

Б.Б.ГЕРАСИМОВ, З.С.НИКИФОРОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

В результате изучения минералогических особенностей россыпного золота бассейна р.Уджа установлено, что основными коренными источниками могли быть рудопроявления золото кварцевого типа позднепротерозойского возраста. Выявление в районе Билиро-Уджинского поднятия необычного золота с характерными типоморфными признаками (пробность от 500 до 998‰, неравномерное распределение серебра, пористое внутреннее строение) дает основание предположить формирование близповерхностных рудопроявлений, парагенетически связанных с вулканогенно-осадочными процессами, широко проявленными на изученной территории.

*Ключевые слова:* россыпное золото, минералогические особенности, пористое золото, коренные источники, Сибирская платформа.

Герасимов Борис Борисович, bgerasimov@yandex.ru

Никифорова Зинаида Степановна, ZNikiforova@yandex.ru

## Distinctive features of placer gold from the Udzha river basin (Bilir-Udzha uplift)

B.B.GERASIMOV, Z.S.NIKIFOROVA

As a result of study of mineralogical features of placer gold from the Udzha river basin, we established that its primary sources were probably ore manifestations of gold-quartz type Late Proterozoic in age. The revealed unusual gold with distinctive typomorphic features (fineness from 500 to 998‰, random distribution, porous internal structure) within the Bilir-Udzha uplift allows us to suggest the formation of near-surface ore occurrences paragenetically associated with volcanogenic-sedimentary processes widespread on the territory studied.

*Keywords:* placer gold, mineralogical features, porous gold, primary sources, Siberian platform.

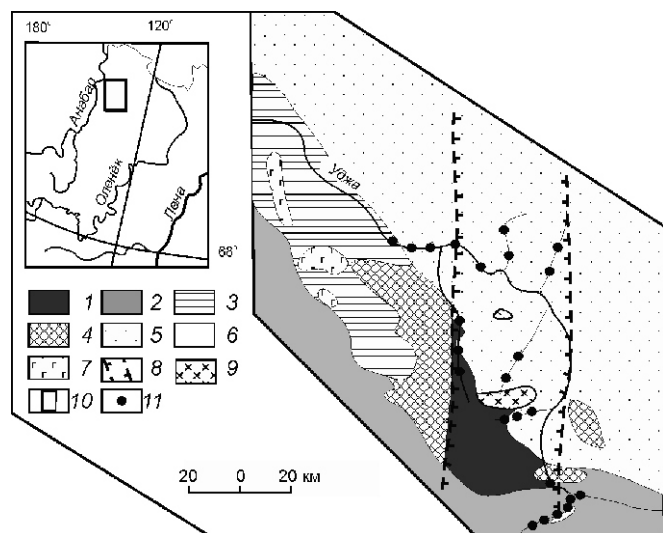
Впервые россыпное золото в бассейне р.Уджа было обнаружено в конце 50-х годов прошлого столетия геологами НИИГА в осадочных образованиях пермского возраста и современных аллювиальных отложениях (С.А.Гулин с коллегами, 1959). Последующими работами было подтверждено повышенное содержание золота в русловом аллювии правых притоков р.Уджа до  $0,6 \text{ г/м}^3$  (Ф.Ф.Ильин с коллегами, 1962; Б.Р.Шпунт, 1968). Однако до настоящего времени на рассматриваемой территории не разведаны промышленные россыпи золота. Кроме этого проблема происхождения коренных источников золота остается открытой.

Авторы изучили минералогические особенности россыпного золота из шлиховых проб, отобранных из неогеновых террасовых комплексов и современных русловых отложений бассейна р.Уджа с целью определения природы потенциальных коренных источников золота. Среднее содержание золота по району составило  $200 \text{ мг/м}^3$ , достигая максимальных значений  $3 \text{ г/м}^3$  в русловых отложениях р.Токур-Уджа. Детальное исследование морфологии, микро-рельефа поверхности и внутреннего строения золота и фотографирование производилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV (аналитик А.В.Попов). Пробность золота определялась на микроанализаторе «Камебакс Микро» фирмы

«Камека» (аналитик Л.М.Попова) и энергетическом спектрометре «OXFORD» INCA-sight» (аналитики Н.В.Лескова, Н.В.Христофорова). Градация пробности приведена по классификации, предложенной Н.В.Петровской [7]. Внутреннее строение самородного золота изучалось путем травления золота в монтированных шлифах по методике из работы [8], с использованием реактива:  $\text{HCl HNO}_3 \text{ FeCl}_3 6\text{H}_2\text{O CrO}_3$  тиомочевина вода.

**Геолого-структурная позиция района.** В геологическом строении рассматриваемой территории принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы позднепротерозойского, глинисто-карбонатные отложения кембрийского, осадочно-вулканогенные образования пермо-триасового, терригенные породы юрского и отложения неоген-четвертичного возрастов (рис. 1). Магматические образования представлены породами трапповой и щелочно-ультраосновной формаций, относящимися к позднепротерозойскому, среднепалеозойскому и раннемезозойскому магматическим этапам (Б.Р.Шпунт, 1971; И.В.Полянский, В.М.Зырянов, 2004). Основной структурной единицей исследуемой территории является Билиро-Уджинское поднятие, которое испытало весьма длительную и сложную историю развития. Осевую часть поднятия (Уджинский горст) слагают рифейские поро-





**Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна среднего течения р. Анабар [10]:**

1 — вулканогенно-осадочные породы протерозоя; 2 — доломиты, известняки кембрия; 3 — пермские терригенные отложения; 4 — пермско-триасовые вулканогенные отложения; 5 — мезо-кайнозойские осадочные образования; 6 — неогеновые отложения, с которых отобраны шлиховые пробы; 7 — пермско-триасовые долериты; 8 — границы Уджинского авлакогена; 9 — интрузивные образования массивов щелочно-ультраосновных пород раннепалеозойского возраста; 10 — район работ; 11 — точки опробования с весовыми содержаниями золота

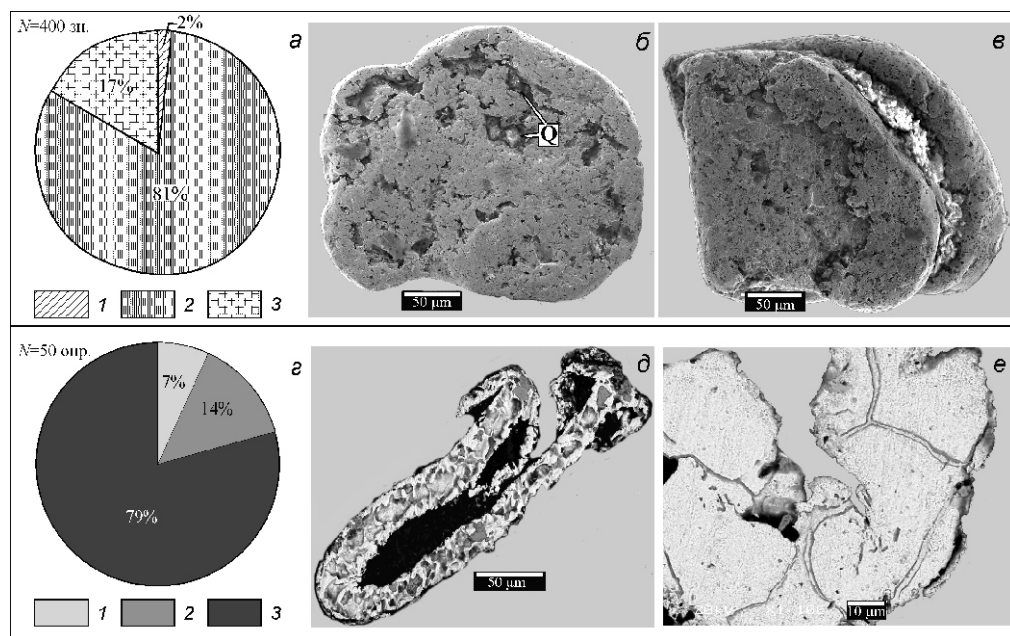
ды, представленные главным образом карбонатными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами [9, 13, 14]. Эти отложения накапливались в Уджинском авлакогене, располагающемся вдоль Уджинской шовной зоны разломов позднеархейского заложения, разделяющей два крупных мегаблока (Анабарский и Оленёкский) фундамента платформы. Рассматриваемый авлакоген, по данным Е.Е.Милановского [3] и Б.Р.Шпунта [15], развивался с рифея до мезозоя включительно. Примерно с вендского времени в авлакогене происходили инверсионные процессы, приведшие к образованию Билиро-Уджинского поднятия, которое окончательно сформировалось в палеозойское время [3, 9, 15]. В среднепалеозойский—мезозойский этап развития поднятия претерпело ряд тектонических перестроек, в результате чего обновились древние и формировались новые зоны разломов [13]. Важно подчеркнуть, что район характеризуется исключительно интенсивными проявлениями вулканизма (от рифея до мезозоя) и многократными тектоническими перестройками, которые связаны, по мнению ряда исследователей, с рифтогенной природой Уджинской шовной зоны — Уджинский палеорифт [3, 13, 14].

**Золото из неогеновых террасовых комплексов.** Неогеновые отложения сложены галечниками кремнистых пород и кварца, суглинками и алевритами с

прослоями песков. Минеральный состав тяжелой фракции (5—10%) представлен циркон-ильменит-лейкоксовой ассоциацией, что свидетельствует об образовании данных отложений за счет перемива продуктов высокостарой коры выветривания. По данным Б.Р.Шпунта [12], в районе развита каолинистая площадная кора выветривания палеоценового возраста, с которой генетически связаны россыпные проявления золота, алмазов и титан-циркониевых минералов. Содержание Au в террасовых комплексах неогенового возраста р.Токур-Уджа составило 200—300 мг/м<sup>3</sup>. Общее количество исследованного Au 400 знаков. Основная часть золота (80%), по классификации Н.В.Петровской (1973) по размерам выделений относится к мелкой (0,1—0,5 мм) фракции (рис. 2, а). Золото представлено главным образом пластинчатыми (90%) (см. рис. 2, б), тороидальными (5%) и комковидными формами (5%) с признаками золотой обработки. Нередко встречаются золотины с поперечной деформацией (см. рис. 2, в). Обработанность золота в основном средняя, иногда отмечаются хорошо обработанные пластинчатые и комковидные золотины. Поверхность золотинок шагреновая, грубошагреновая, на которой наблюдаются отпечатки минералов и вдавленные включения окатанного кварца (см. рис. 2, б). Преобладает золото высокой пробыности 900—1000‰ (см. рис. 2, з). Элементов-примесей микрозондовым анализом не установлено. Внутреннее строение золота сложное, сильно измененное: установлены структуры перекристаллизации и грануляции, межзерновые высокопробные прожилки (см. рис. 2, д, е) и мощная (15 мкм и более) весьма высокопробная оболочка.

**Золото из современного руслового аллювия.** Русловый аллювий представлен гравийно-галечно-песчаными и валунно-галечно-гравийными отложениями. В составе грубообломочного материала преобладают окварцованные доломиты, кремни, кварциты, гравелиты, кварцевые конгломераты и кислые эффузивы. Тяжелая минеральная фракция (10—15%) аллювиальных образований характеризуется ильменит-эпидот-альмандиновой ассоциацией, в подчиненном количестве присутствуют магнетит, рутил, циркон и лейкоксен. Обнаружены единичные знаки пирита. Золото представлено мелкой (0,1—0,5 мм) и очень мелкой (0,1 мм) фракциями (рис. 3, а) и имеет формы: пластинчатые 60%, комковидные 20%, шаровидные 6%, таблитчатые 2% и дисковидные 2% (см. рис. 3, б, в). Поверхность золотинок тонкошагреновая. Золото в основном высокой пробы (900—1000‰) — 70% (см. рис. 3, з), в котором практически не обнаружены элементы-примеси. Внутреннее строение золота характеризуется структурами рекристаллизации и мощной весьма высокопробной оболочкой (см. рис. 3, д, е).

По индикаторным типоморфным признакам изученное золото из кайнозойских отложений аналогично золоту типа I, ранее выделенному на севе-

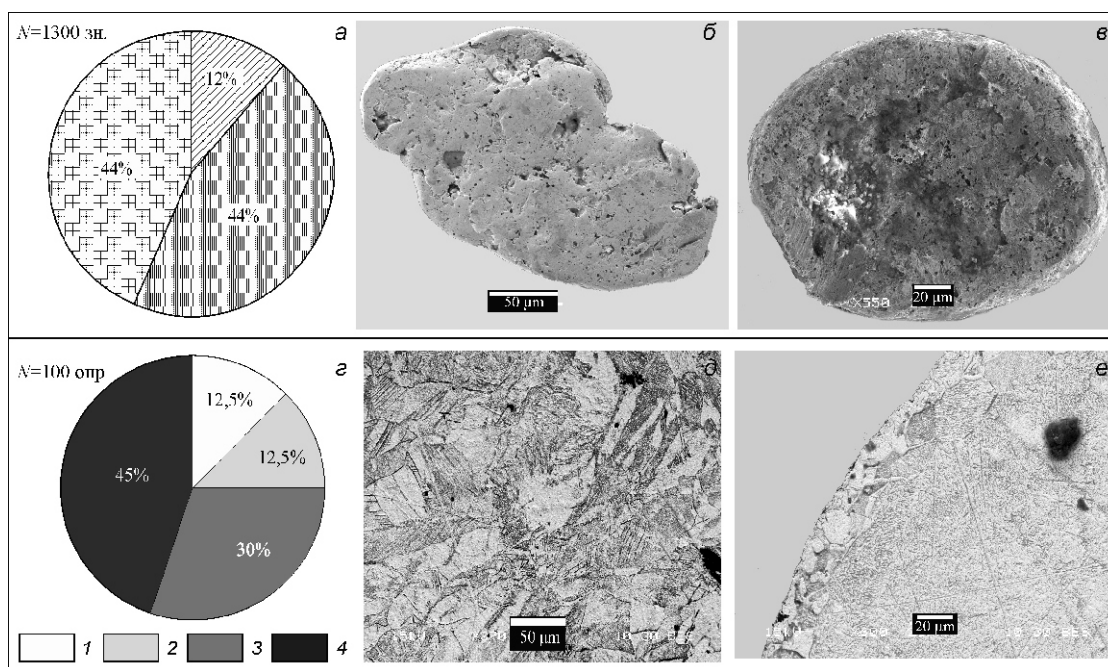


**Рис. 2. Типоморфные признаки россыпного золота из неогеновых отложений бассейна р.Уджа:**

*a* — гранулометрический состав (*N* — число золотин): 1 — 0,2—0,25 мм, 2 — 0,1—0,25мм, 3 — 0,1 мм; *б* — золоти́на пластинчатой формы с валиком по периферии с вдавленными включениями окатанного кварца (Q); *в* — пластинчатое золото с поперечной деформацией; *г* — пробы (N — число определений пробы): 1 — 800—899‰, 2 — 900—995‰, 3 — 900—1000‰; внутреннее строение золота: *д* — структуры рекристаллизации с высокопробными межзерновыми прожилками, *е* — структуры грануляции

ро-востоке Сибирской платформы [2]. Вероятно, коренными источниками золота типа I бассейна р.Уджа являются золото-кварцевые рудопоявления докембрийского возраста. На Билиро-Уджинском подня-

тии выявлены золотокварцевые жилы позднепротерозойского возраста с содержанием Au до 1,2 г/т [9, 11], которые могли служить источниками золотосодержащих неогеновых отложений.



**Рис. 3. Типоморфные признаки россыпного золота из современных русловых отложений бассейна р.Уджа:**

*a* — см. услов. обозн. к рис. 2; *б* — хорошо обработанная золоти́на пластинчатой формы; *в* — таблитчатая золоти́на; *г* — пробы: 1 — 700—799‰, 2 — 800—899‰, 3 — 900—995‰, 4 — 900—1000‰; внутреннее строение золота: *д* — структуры полной рекристаллизации; *е* — структуры перекристаллизации высокопробной оболочки



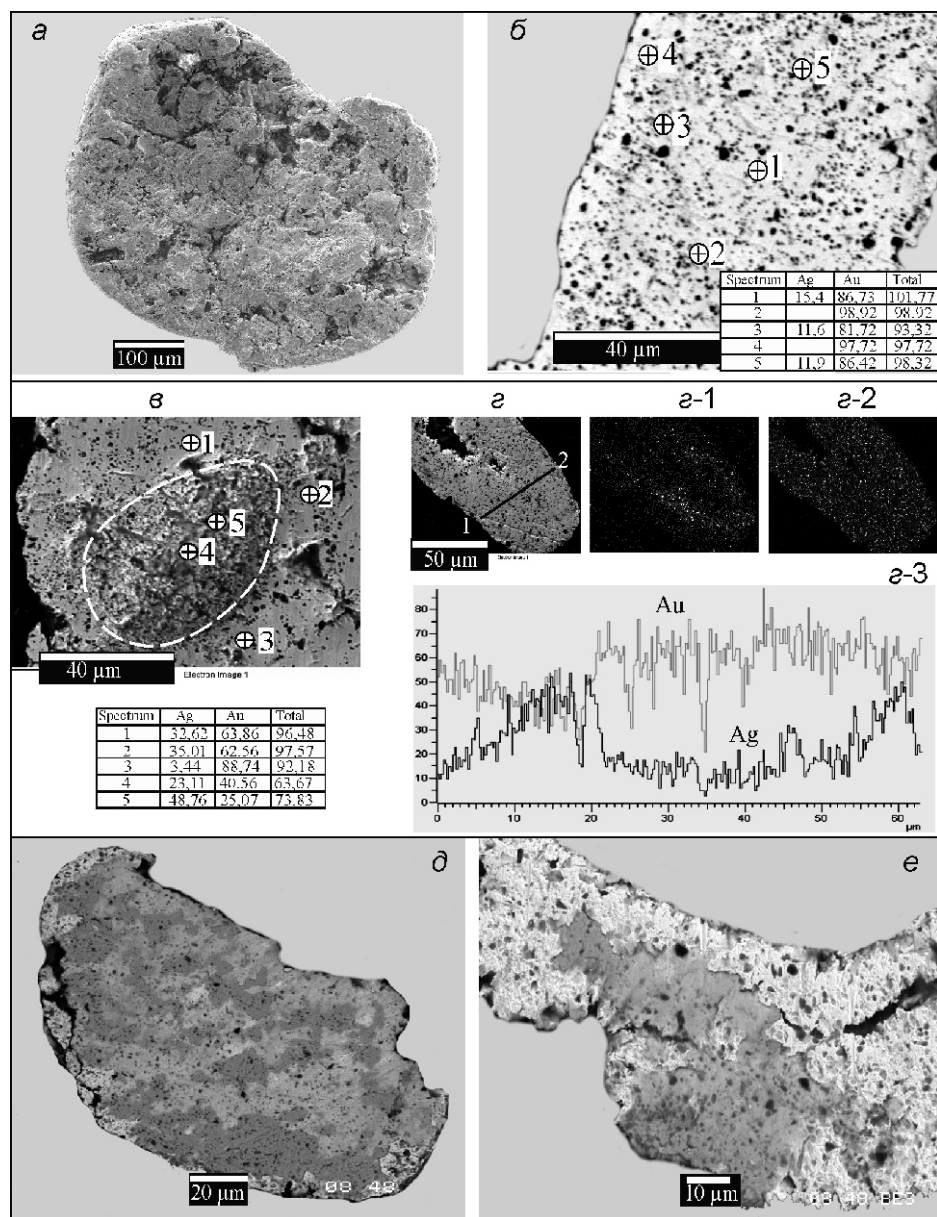


Рис. 4. Особенности пористого золота:

*a* — общий вид пористого золота; *б* — пористое золото в полированном срезе и его химический состав; *в* — золотина с крупной полостью (выделено пунктирной линией) и его химический состав; *г* — золотина с неоднородным распределением серебра: *г* — общий вид в срезе, рентгеновское излучение: *г-1* — Ag, *г-2* — Au, *г-3* — концентрационные кривые Au и Ag по профилю 1—2; внутреннее строение золота: *д* — неяснозональная структура пористого золота, *е* — двухфазное пористое золото (светлое — высокопробное, темное — низкопробное)

Следует отметить, что в данном районе ранее установлена золотоносность отложений вендского, пермского и юрского возрастов [11]. По материалам С.В.Яблоковой [9], золото из вендских гравелитов представлено мелкой фракцией (0,12—0,25 мм), торoidalной, шаровидной и пластинчатой формами, с вариацией пробности от 776 до 1000‰. Золото из пермских и юрских базальных конгломератов характеризуется пластинчатой формой, мелким размером (0,1—0,25 мм), высокой пробностью и хорошей обработан-

ностью [1, 11]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что золото из древних коллекторов сходно по типоморфным признакам с изученным россыпным золотом. К тому же, некоторые выявленные особенности золота, вдавненные в результате литостатического давления включения кварца на поверхности золотин (см. рис. 2, *б*), сложное сильно измененное внутреннее строение золота (см. рисунки 2, *д*, *е* и 3, *д*, *е*), являются характерными признаками для россыпного золота, переотложенного из промежуточных коллекторов. Следовательно, одним из источников золота современных россыпей проявлений явились золотоносные коллекторы докембрийского, палеозойского и мезозойского возрастов. В целом, можно предположить, что рудными первоисточниками исследованного россыпного золота неогеновых и современных отложений, вероятно, были золотокварцевые рудопроявления позднепротерозойского возраста.

**Пористое золото.** Наряду с типичным для района высокопробным мелким золотом в неогеновых и современных русловых отложениях обнаружено пористое золото — около 10% от общего количества изученного металла. Золото мелкое (0,25), пластинчатой (рис. 4, *a*) и комковидной форм, с пористым внутренним строением. На его полированных срезах обнаружены очень мелкие (1—4 мкм) поры, равномерно распределенные по всей площади золота (см. рис. 4, *б*). Пористость проявлена как в высокопробном, так и в средне- и низкопробном золоте. В одной золотине выявлена более крупная полость размером 80 50 мкм (см. рис. 4, *в*). Микрозондовым анализом на внутренней стенке полости определено содержание Ag от 23 до 48,7%, что свидетельствует о мельчайшем выделении до 1 мкм фазы самородного серебра (см. рис. 4, *в*). Некоторые пористые золотины отличаются весьма неоднородным распределением серебра. Так, в одной из золотин низкопробная фаза (834‰) обволакивает в виде каймы высокопробную

робном, так и в средне- и низкопробном золоте. В одной золотине выявлена более крупная полость размером 80 50 мкм (см. рис. 4, *в*). Микрозондовым анализом на внутренней стенке полости определено содержание Ag от 23 до 48,7%, что свидетельствует о мельчайшем выделении до 1 мкм фазы самородного серебра (см. рис. 4, *в*). Некоторые пористые золотины отличаются весьма неоднородным распределением серебра. Так, в одной из золотин низкопробная фаза (834‰) обволакивает в виде каймы высокопробную



фазу (998%), слагающую центральную часть зерна (см. рис. 4, *з, з-1, з-2*). На кривых концентраций Au и Ag, полученных микрозондовым анализом по поперечному профилю в золотине, обнаружено резкое увеличение содержания серебра в периферийных зонах (см. рис. 4, *з-3*). Золото характеризуется неясно зональным внутренним строением (см. рис. 4, *д, е*).

По всей видимости, наблюдаемые поры являются полостями газовых включений в золоте. Подобная пористость изучена Н.В.Петровской [7] в самородном золоте ряда месторождений. Она выявила закономерное уменьшение размеров газовых полостей с уменьшением глубины формирования руд (от 1—1,5 мм до первых микронов). По ее предположению вакуоли могли возникать в процессе рудоотложения при вскипании растворов в участках резко понижающегося давления. По данным Г.И.Неронского [4], высокая газонасыщенность — один из индикаторных признаков золота близповерхностных месторождений. По его мнению, большое количество мелких газовых включений образуется при резком падении давления и интенсивном вскипании растворов в малоглубинных обстановках. Как было показано выше, в некоторых пористых золотилах обнаружено неравномерное зональное распределение Ag (см. рис. 4, *з, з-1, з-2, з-3*). Подобная зональность установлена Г.И.Неронским [4] в золоте из близповерхностных месторождений Приамурья, формирование которых парагенетически связано с мезозойскими вулканитами кислого и основного состава. Центральная часть таких зерен сложена высокопробным золотом, а периферийная состоит из нескольких тонких прерывающихся низкопробных зон. По его представлению, наличие низкопробных зон свидетельствует о близповерхностных обстановках рудоотложения, при которых неоднократно менялись условия кристаллизации золота, способствовавшие отложению более низкопробного золота на заключительных этапах. В целом, выявленные индикаторные типоморфные признаки пористого золота, свойственны металлу малоглубинных месторождений вулканогенного генезиса [4, 5, 6, 7]. В связи с этим правомерно предположить, что коренными источниками данного золота, возможно, являются рудопроявления, связанные с вулканогенными образованиями палеозой-мезозойского возраста, которые широко распространены на исследованной территории и представлены главным образом породами основного состава. Эти образования практически не изучены с позиций золотоносности. Между тем, по данным В.Л.Масайтиса с соавторами (1970), в изверженных породах трапповой формации Сибирской платформы и в их контактовых зонах установлены повышенные содержания Au до 2 г/т. Следует подчеркнуть, что вулканизм на исследуемой территории сопровождался активной эксгалятивно-гидротермальной деятельностью, продуктами, которых являются доломит-кремнистые об-

разования [14]. В этих кремнистых обособлениях фиксируются повышенные содержания Hg, Mn, Pb и Au [13, 14].

Таким образом, основными коренными источниками россыпного золота неогеновых и современных отложений бассейна р.Удза предположительно являлись рудопроявления золотокварцевого типа позднепротерозойского возраста. Выявление в районе Билиро-Уджинского поднятия пористого золота с определенными типоморфными признаками, дает основание предположить наличие близповерхностных рудопроявлений вулканогенного генезиса. В целом золотоносность вулканогенных пород Билиро-Уджинского поднятия изучена явно недостаточно. В свете вышеизложенного, возникает необходимость более детального изучения золотоносности вулканитов палеозой-мезозойского возраста и связанных с ними гидротермальных образований, как потенциальных коренных источников россыпного золота.

*Работа выполнена в рамках договорных научно-исследовательских работ с ОАО «Алмазы Анабара».*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борщева Н.А. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R-50-I, II — серия Оленёкская). — М., 1972.
2. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Россыпная золотоносность р.Маят (бассейн р.Анабар) // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 38—41.
3. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983.
4. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. — Благовещенск, 1998.
5. Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. — М.: Недра, 1978.
6. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н. и др. Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России. — М., 2003.
7. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973.
8. Петровская Н.В., Новгородова М.И., Фролова К.Е. О природе структур и субструктур эндогенных выделений самородного золота // Минералогия самородных элементов. — Владивосток, 1980. С. 10—20.
9. Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П. и др. Древний рудоносный карст. — М.: Недра, 1988.
10. Толстов А.В., Тян О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. — Якутск, 1999.
11. Шпунт Б.Р. Генетические типы проявлений золота в северо-восточной части Сибирской платформы // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология. 1970. С. 5—15.
12. Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А. Древние коры выветривания Билиро-Уджинского поднятия // Древние коры выветривания Якутии. — Якутск, 1975. С. 30—84.
13. Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Шаповалова И.Г. и др. Докембрий Анабаро-Оленёкского междуречья. — Новосибирск: Наука, 1976.
14. Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1982.
15. Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы (тектонно-формационный анализ). — Якутск, 1987.

## **Минералого-геохимические особенности россыпного золота юго-западной части Вилуйской синеклизы (Кемпендяйские дислокации) и его возможная связь с источниками золотосеребряной формации**

З.С.НИКИФОРОВА, А.Г.КАЖЕНКИНА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Совокупность минералого-геохимических признаков россыпного золота из четвертичных отложений Лено-Вилуйского водораздела (Кемпендяйские дислокации) позволяет предполагать его возможную связь с близповерхностным коренным источником золотосеребряной формации. Ореол распространения данного золота пространственно совпадает с полями вулканических образований.

*Ключевые слова:* россыпное золото, минералого-геохимические признаки, коренные источники, золотосеребряная формация, Лено-Вилуйский водораздел, Сибирская платформа.

Никифорова Зинаида Степановна, ZNikiforova@yandex.ru

Каженкина Анисья Гурьевна, asiak@rambler.ru

## **Mineralogical and geochemical features of placer gold from south-western part of the Vilyui syncline (Kempendyai dislocations) and their possible relation with the sources of the gold-silver formation**

Z.S.NIKIFOROVA, A.G.KAZHENKINA

The based on mineralogical-geochemical features of placer gold and geological development of the Lena-Vilyui watershed (Kempendyai dislocation zone), near-surface deposits of probably gold-silver formation are predicted for the first time. Halo of distribution of the gold spatially coincides with the fields of volcanic formation.

*Key words:* placer gold, mineralogical-geochemical features, primary sources, gold-silver formation, Lena-Vilyui watershed, Siberian Platform.

Проблема прогнозирования и поиска коренных источников россыпного золота — весьма актуальная проблема для территорий, перекрытых мощным чехлом осадочных отложений, а определение их формационной принадлежности влияет на выбор общего направления поисков золотых месторождений и их оценку. Известно, что минералого-геохимические особенности россыпного золота отражают природу и состав коренной минерализации [8, 11, 12, 13, 14, 17], что позволяет выявить в первом приближении формационный тип коренного источника и более корректно реконструировать геологическую обстановку рудообразования, и, тем самым, повышает достоверность прогноза и целенаправленность поиска коренных источников золота в конкретных объектах. Решению обозначенной проблемы в юго-западной части Вилуйской синеклизы (зона Кемпендяйских дислокаций) посвящена настоящая статья.

Россыпная золотоносность бассейна р.Вилуй (реки Тонгуо, Табасында, Чыбыда, Кемпендяй и др.) известна с XIX в. и здесь в разное время проводилась добыча россыпного золота старательскими артелями. Содержание россыпного золота в среднем колеблется от первых десятков до 500 мг/м<sup>3</sup>, повышенные содержания установлены в русловых галечниках ручья Бага (приток р.Кемпендяй) до 2,6 г/м<sup>3</sup>, в истоке р.На-

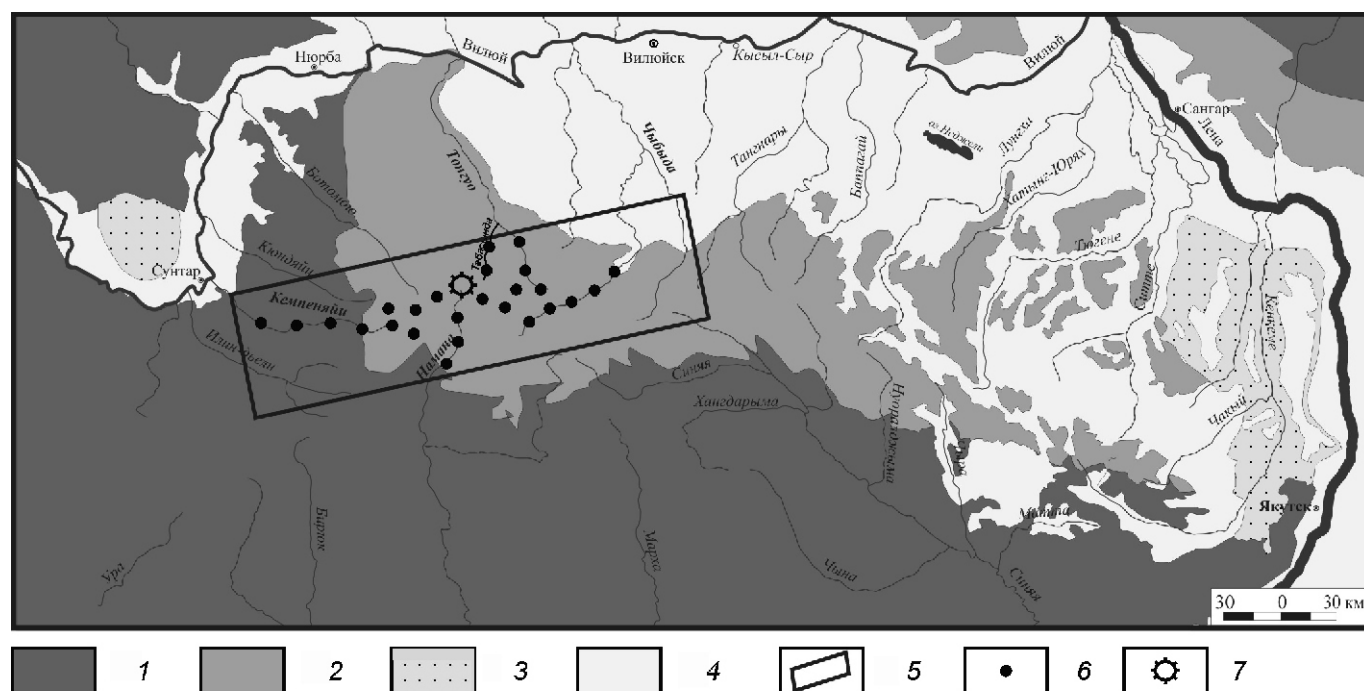
мана до 1 г/м<sup>3</sup>, а также в русловом аллювии р.Чыбыда до 2,25 г/м<sup>3</sup> [2]. Однако, несмотря на длительные исследования, достоверные коренные источники россыпной золотоносности в данном районе до сих пор не установлены. А.Г.Ржонский [16], В.Н.Зверев [2] связывали их с широко проявленным базитовым магматизмом. В.И.Тимофеев [18] и Ю.Н.Трушков с соавторами [20] — с осадочно-метаморфизованными породами докембрия погребенных блоковых поднятий Вилуйской синеклизы. В.И.Тимофеев [18] на основании анализа истории геологического развития региона впервые высказал предположение, что формирование рудной золотоносности в активизированных зонах Вилуйской синеклизы (Кемпендяйские дислокации) пространственно связано с позднеюрским—раннемеловым магматизмом. По данным В.А.Ганина с коллегами (1965), в бассейне правого притока р.Табасында выявлены золотобаритовые жилы в меловых отложениях. Позднее Т.И.Кириной (1966) и Г.С. Киселевым (1970) в раннеюрских и меловых отложениях обнаружены кварц-баритовые и кальцитовые жилы с содержанием Au до 1,4 г/т, происхождение которых они связали с вулканизмом раннеюрского и мелового возраста. В.И.Тимофеев и В.К.Маршинцев [19] в русловом аллювии ручья Юлегир (правобережье р.Табасында) установили зо-

лото-барит-монацитовую ассоциацию. В барите спектральным анализом выявлено высокое содержание Sr, Ca, присутствие Mo, V, Zn и Ni, что, по их мнению, указывает на его гидротермальное происхождение. В аллювиальных отложениях ручья Керимде (р.Тонгуо) отмечаются многочисленные обломки барита до 6 мм, свидетельствующие о размыве жильных баритовых тел. В.А.Михайлов [6] на основе анализа минералогических ассоциаций шлихового ореола рассеяния и петрографического состава галечно-гравийного материала на данной территории пришел к выводу, что образование золоторудных источников преимущественно связано с мезозойским магматизмом кислого состава. Кроме этого, авторы на территории Лено-Вилуйского водораздела обнаружили вулканы, представленные андезит-дацитами, обломками стекла кислого состава и пемзой, а также псаммитовыми туфами, сцементированными вулканическим стеклом [10]. Установлено, что максимальные концентрации россыпного золота пространственно совпадают с полями развития вулканитов андезит-дацитового состава, широко распространенных на отложениях раннемелового возраста. В связи с этим, авторы высказали предположение о формировании эпитермальных золоторудных месторождений, парагенетически связанных с вулканической деятельностью кислого состава.

Изученный район находится в пределах Центрально-Якутской низменности на Лено-Вилуйской поло-

гоувалистой равнине (рис. 1). Территория сложена породами среднепалеозойского и мезозойского возрастов, которые в значительной степени перекрыты четвертичными отложениями. Породы девонского, каменноугольного и пермского возрастов, имеющие локальное распространение, представлены песчаниками, аргиллитами, алевролитами, известняками, мергелями, туфами и туффитами. Юрские и меловые отложения широко распространены по всей территории и характеризуются песчаниками с прослоями конгломератов, песками, углистыми аргиллитами и алевролитами (В.Л.Масайтис с коллегами, 1970).

Территория исследований относится к юго-западной части Вилуйской синеклизы и находится в пределах Сунтарского сводового поднятия южной окраины Кемпедяйской и Ыгыаттинской впадин (Вилуйский палеорифт). Кемпедяйская впадина, выполненная осадочными породами платформенного чехла, с юго-востока примыкает к Сунтарскому поднятию и имеет северо-восточное простирание. В центральной части Кемпедяйской впадины известно несколько брахиантиклиналей и куполов, по оси которых выходят среднепалеозойские соленосные красноцветы. Амплитуда воздымания этих структур достигает 2—3 км, генезис — солянокупольный или тектонический. В крыльях антиклиналей обнажаются верхнепалеозойские и нижнемезозойские золотоносные грубообломочные толщи, связанные с размывом Сунтарского выступа [20]. Вытянутая в се-



**Рис. 1. Схема геологического строения Лено-Вилуйского водораздела. На основе Геологической карты Якутской АССР, масштаб 1:1 500 000:**

отложения: 1 — юрские, J; 2 — меловые, K; 3 — неогеновые, N; 4 — четвертичные, Q; 5 — район исследования; 6 — точки опробования; 7 — место расположения жерла предполагаемого вулкана



ро-восточном направлении Ыгыаттинская впадина с юга ограничена Нюрбинским, а с севера Нюйско-Линденским глубинными разломами и выполнена толщей (до 4000 м) палеозойских и мезозойских пород.

Магматические породы в данном районе распространены крайне редко и представлены раннепротерозойскими и рифейскими гранитами, нижнепалеозойскими кварцевыми сиенитами, средне-позднепалеозойскими сиенит-порфирами, обнаруженными только на крыльях Кемпендйских дислокаций и на юго-западном борту Ыгыаттанской впадины. Э.Д.Избековым в устьевой части ручья Кюеллях (верховье р.Наманы) обнаружена дайка или трубчатое тело гялобазальтов, прорывающая породы верхней юры [4]. Дайка несет следы гидротермальной проработки и сульфидной минерализации. Косвенным признаком мезозойского магматизма также могут служить находки сидеритов в виде желваков, линз и прослоев в юрских и меловых отложениях, которые, по данным В.А.Ганина (1965), имеют гидротермальный генезис.

Объектом исследования минералого-геохимических особенностей является россыпное золото, отобранное из осадочных четвертичных и русловых отложений истоков рек Кемпендй, Тонгуо, Чыбыда и Намана (более 80 шлиховых проб). Всего изучено более 1000 золотин. Пробность россыпного золота и его основные элементы-примеси (Ag, Cu, Hg) определялись в центральных частях золотин (более 1000 определений) на микроанализаторе «Самебах Миско» фирмы «Самеса», а также атомно-эмиссионным спектральным анализом с использованием спектрографа ДСФ-8 по методике, разработанной ЦНИГРИ [21]. Определение микровключений в золоте проводилось при помощи приставки к сканирующему электронному микроскопу JEOL JSM-6480 LV энергетического спектрометра «OXFORD» INCA-sight (аналитики: Н.В.Лескова, С.К.Попова). Все анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН. Внутренние структуры россыпного золота изучены путем травления по методике, разработанной М.И.Новгородовой [15]. Для травления применялся реактив на основе царской водки, хромового ангидрида, хлористого железа и тиомочевина.

При изучении минералого-геохимических особенностей россыпного золота установлено, что золото представлено двумя типами, соответствующими двум этапам рудообразования — докембрийскому и мезозойскому [9].

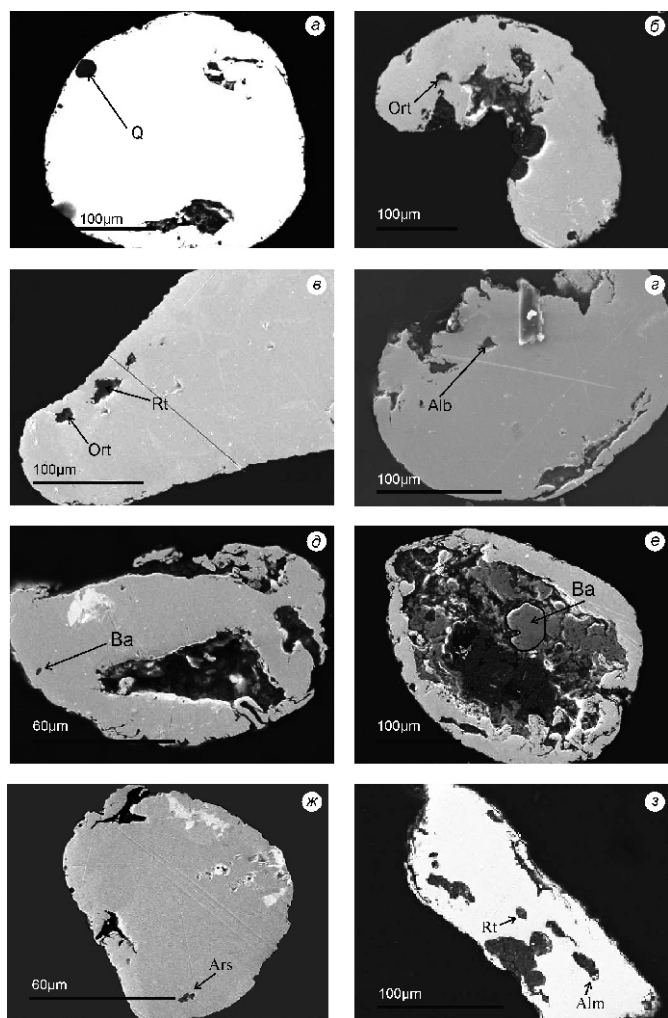
Первый тип россыпного золота (до 30%) выявлен во всех водотоках, расположенных в зоне Кемпендйских дислокаций. Золото характеризуется мелкой фракцией 0,1—0,25 мм, высокой пробностью (950‰), низким содержанием серебра и практически полным отсутствием элементов-примесей, а также

микровключений. Внутренние структуры золота значительно преобразованы: перекристаллизованы и рекристаллизованы. Совокупность выявленных типоморфных признаков данного золота свидетельствует о продолжительном пребывании его в экзогенных условиях и неоднократном переотложении из древних отложений в молодые. Это золото образует широкий ореол рассеяния в обрамлении Сунтарского выступа и, вероятно, связано с докембрийскими высокотемпературными рудными образованиями больших глубин.

Второй тип россыпного золота (до 70%) обнаружен в истоках рек Кемпендй, Намана, Тонгуо, Чыбыда. В русловом аллювии этих водотоков наблюдается повышенное количество гальки халцедоновидного кварца, барита и гематита. Россыпное золото представлено в основном фракцией 0,25—1—2 мм, пластинчатыми и комковидными формами (до 60%). Золотины чешуйчатой формы размером 0,1—0,25 мм составляют около 40%. Практически на всех зернах отмечаются следы золотой обработки. Золото характеризуется в основном средней и низкой пробностью от 500 до 870‰, с повышенным содержанием Ag (до 47,7%) и Hg (до 1,46%). Содержание Ag в среднепробном Au (800—899‰) изменяется от 8,17 до 19,9% и в среднем составляет 14,1%. Примесь Ag в относительно низкопробном Au (700—799‰) в основном составляет 24,5% (от 19,11 до 30,26%), а в низкопробном (600—699‰) — 33,8% (от 30,13 до 38,53%), что соответствует орудуемому, образованному в нестабильной обстановке малых глубин. Высокосеребристое золото (до 500‰) обнаружено в истоках рек Намана (ручей Ексенде) и Чебыда. По Н.В.Петровской, «при сопоставлении состава золота в месторождениях разного возраста установлено, что «юное» золото всегда богаче серебром, чем древнее» [14, с. 96]. Содержание примеси Cu в основном изменяется от 0,02 до 0,27%. Содержание Cu до 2,22% выявлено лишь в среднепробном золоте из русловых отложений ручья Бага-Юрх (р.Кемпендй). Повышенное содержание Hg от 0,73 до 1,46% установлено в низкопробном золоте истока р.Намана (ручей Ексенде, Сасыл-Уйалах).

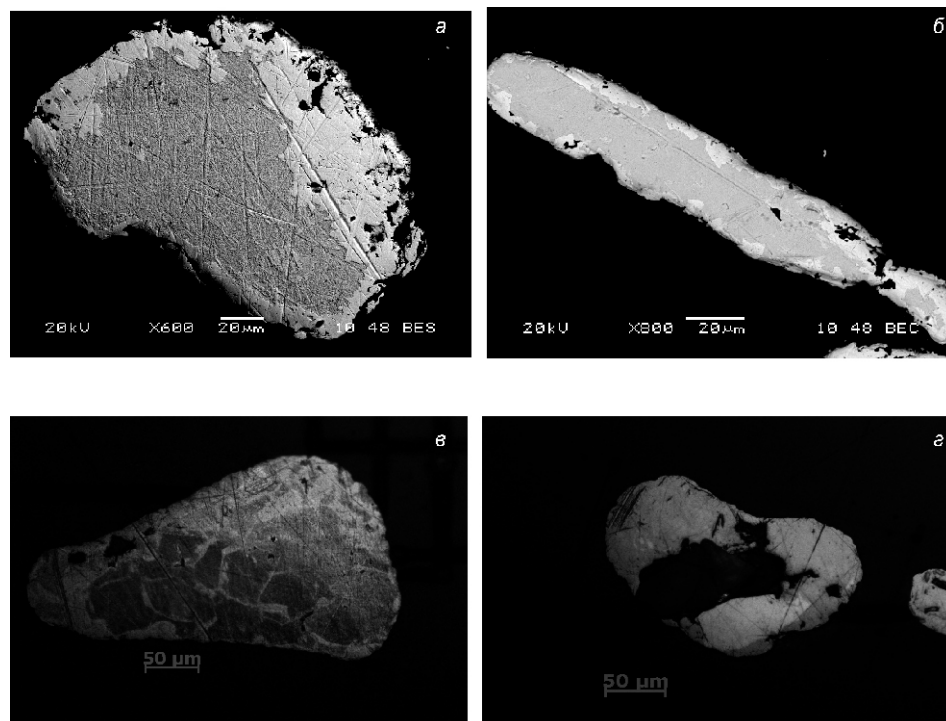
Кроме основных элементов-примесей (Ag, Cu, Hg), выявленных микронзондовым анализом, в россыпном золоте спектральным количественным анализом установлено присутствие элементов-примесей, таких как Pb, Zn, As, Sb и др.

Микровключения в россыпном золоте представлены в основном пороодообразующими минералами: кварцем (рис. 2, а), адуляром, ортоклазом (см. рис. 2, б, в), кальцитом, альбитом (см. рис. 2, г). В россыпном золоте истоков р.Кемпендй обнаружены микровключения жильных рудообразующих минералов: барита (см. рис. 2, д, е) и арсенопирита (см. рис. 2, ж). Интересными находками в золоте являются микровключения рутила и альмандина (см. рис. 2,



**Рис. 2. Микровключения в россыпном золоте:**

Q — кварц; Ort — ортоклаз; Rt — рутил; Alb — альбит; Ba — барит; Alm — альмандин; Ars — арсенопирит



**Рис. 3. Внутреннее строение россыпного золота:**

*a* — монокристаллическая структура с плотной высокопробной оболочкой 20—40 мкм; *б* — тонкая фрагментарная высокопробная оболочка на первичном низкопробном золоте; *в* — межзерновые высокопробные прожилки; *г* — двухфазное золото

з). В целом, в россыпном золоте изученной территории повсеместно установлено преобладание микровключений породообразующих минералов.

Изучение внутренних структур россыпного золота показало, что оно имеет в основном монокристаллическое строение с плотными высокопробными оболочками мощностью 20—40 мкм (рис. 3, *a*). На некоторых золотилах наблюдаются очень тонкие фрагментарные высокопробные оболочки на низкопробном золоте (см. рис. 3, *б*); на единичных золотилах — межзерновые высокопробные прожилки (см. рис. 3, *в*). Кроме этого, в некоторых зернах обнаружено двухфазное золото (см. рис. 3, *г*), характерное для золота близповерхностных низкотемпературных месторождений [11, 13]. Выявление в россыпном золоте таких индикаторных признаков (показатель рудогенеза) как высокое содержание Ag до 47,7%, повышенное количество Hg до 1,46%, присутствие элементов-примесей Pb, Zn, As, Sb, микровключений барита, кальцита и обнаружение двухфазного золота свидетельствует о малоглубинном низкотемпературном происхождении коренных источников золотосеребряной формации [7, 11, 12, 13, 14, 17].

На основании изложенного можно сделать следующий вывод. В результате исследования минералогеохимических особенностей россыпного золота в зоне Кемпендйских дислокаций, а также анализа литературных данных по золотосодержанию района и истории его геологического развития установлено следующее:

Обнаружение низко- и среднепробного россыпного золота с повышенным содержанием Ag и Hg, с широким набором элементов-примесей, микровключениями барита и кальцита, а также с двухфазным, монокристаллическим внутренним строением свидетельствует о малоглубинном, низкотемпературном

происхождении его коренных источников. Максимальные концентрации россыпного золота и халцедоновидного кварца пространственно совпадают с полями развития вулканических образований андезит-дацитового состава, залегающих на нижнемеловых отложениях. Как в вулканитах, так и в золоте прослеживается Ag-Pb-Zn-Cu геохимическая ассоциация, что позволило предположить парагенетическую связь эпitherмального золотосеребряного оруденения с вулканическими процессами [10, 22]. Комплекс выявленных индикаторных признаков россыпного золота соответствует известным месторождениям золотосеребряной формации, сформированным в результате вулканической деятельности кислого состава, проявленных в рифтовых зонах [7, 12, 14, 17]. По мнению Е.Е. Милановского [5], древние рифтовые зоны востока Сибирской платформы неоднократно были регенерированы в мезозойско-кайнозойское время, что, вероятно, способствовало формированию золоторудных месторождений мезозойского возраста. Кроме этого, Н.А. Горячев с соавторами [1] высказали предположение, что в кратонных областях возможно формирование золотосеребряных формаций, проявленных в палеорифтах.

Таким образом, в зоне Кемпедняйских дислокаций (Вилуйский палеорифт) по совокупности минералого-геохимических признаков россыпного золота и литературным данным по истории геологического развития района впервые прогнозируются близповерхностные коренные источники, вероятно, золотосеребряной формации, парагенетически связанные с кислым вулканизмом андезит-дацитового состава. Данный вывод предварительный и требует дальнейшего более детального исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 12-05-98500-р\_восток\_a.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А. и др. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов северо-востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36—50.
2. Зверев В.Н. Условия золотоносности Вилуйского района // Изв. Геолкома. 1925. Т. 44. № 5. С. 539—562.
3. Избеков Э.Д. Атлас золота Вилуйской металлоносной провинции. — Якутск, 1985.
4. Избеков Э.Д., Маршинцев В.К., Шамина Э.А. Золото в кимберлитовых трубках Сибирской платформы // Минералы эндогенных образований Якутии. — Якутск, 1977. С. 25—30.
5. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983.
6. Михайлов В.А. Источники питания металлоносных отложений Вилуйской синеклизы // Автореф. дисс.... канд. геол.-минер. наук. — Томск, 1990.
7. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. — Благовещенск, 1998.
8. Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). — Новосибирск: Наука, 1991.
9. Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Тулаева Е.Г. Генезис золотоносных россыпей и их возможные источники (восток Сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 1. С. 21—35.
10. Никифорова З.С., Ивсен Г.В. К вопросу формирования эпitherмальных месторождений золота на территории Лено-Вилуйского междуречья // Рудогенез. Материалы Международной конференции. — Миасс, 2008. С. 203—206.
11. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н. и др. Атлас самородного золота рудных и россыпных месторождений России. — М., 2003.
12. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н. и др. Типоморфизм самородного золота. — М., 2003.
13. Николаева Л.А., Яблокова С.В. Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41—57.
14. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Наука, 1973.
15. Петровская Н.В., Новгородова М.И., Фролова К.Е. О природе структур и субструктур эндогенных выделений самородного золота // Минералогия самородных элементов. — Владивосток, 1980. С. 10—20.
16. Ржонсницкий А.Г. Исследования в бассейне р. Вилуй // Зап. минер. об-ва. Сер. 2. 1924. Ч. 52. С. 554—555.
17. Савва Н.Е., Шилева Н.А., Алевская Н.Л. Топоминералогия конституционных особенностей самородного золота Нижне-Амурского россыпного района. — Магадан, 2004.
18. Тимофеев В.И. О россыпной золотоносности бассейна р. Вилуй // Разведка и охрана недр. 1965. № 6. С. 1—5.
19. Тимофеев В.И., Маршинцев В.К. Краткая характеристика россыпей кристаллических пород в пределах Сунтарского поднятия Вилуйской синеклизы // Геология и геофизика. 1968. № 1. С. 136—139.
20. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
21. Элементы-примеси в золоте (инструкция № 141). — М., 1976.
22. Nikiforova Z.S., Ivensen G.V., Filippov V.Ye. Manifestations of volcanic activity in the Lena-Vilyui interfluvium and its association with gold mineralization // International Symposium «Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny». — Novosibirsk: Publishing House of SB RAS 2007. Pp. 182—184.



## Последовательность аммоноидей в кунгурском ярусе Куранахской подзоны (Западное Верхоянье)

Р.В.КУТЫГИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Приведены данные о вертикальном распространении аммоноидей такамкытского комплекса в кунгурском ярусе Куранахской подзоны. На основе установленной в типовых разрезах тумаринского горизонта верхояньев р.Дулгалах сукцессии аммоноидей выше слоев с *Tumaroceras yakutorum* выделена последовательность слоев с *Tumaroceras? kashirzevi* и *Epijuresanites musalitini*. По появлению вида *E. musalitini* фиксируется удревнение границы орольской и такамкытской свит от западного сектора Куранахской подзоны к восточному. Выше распространения такамкытского комплекса в районе присутствует неохарактеризованная аммоноидеями мощная толща («кадачанские» слои), являющаяся возрастным аналогом уфимского яруса.

**Ключевые слова:** биостратиграфия, аммоноидеи, пермская система, кунгурский ярус, Верхоянье, *Tumaroceras*, *Epijuresanites*.

Кутыгин Руслан Владимирович, kutygin@diamond.ysn.ru

## About the ammonoid sequence in the Kungurian of the Kuranakh subzone (Western Verkhoyansk Region)

R.V.KUTYGIN

The data on vertical distribution of ammonoids of the Takamkytian complex in the Kungurian stage of the Kuranakh subzone are given. According to the determined ammonoid succession in typical sections of Tumarian horizon of the Dulgalakh River head water, the sequence of *Tumaroceras? kashirzevi* Beds and *Epijuresanites musalitini* Beds is identified above *Tumaroceras yakutorum* Beds. Regarding occurrence of *E. musalitini*, the boundary between Orolian and Takamkytian formation grows ancient from the western to the eastern sector of the Kuranakh subzone. There are thick («Kadachanian») beds uncharacterized by ammonoids, being analogous to the Ufimian, above the occurrence of the Takamkytian complex.

**Key words:** Biostratigraphy, ammonoids, Permian, Kungurian, Verkhoyansk Region, *Tumaroceras*, *Epijuresanites*.

Нижняя пермь широко распространена во всех районах Верхоянья, но наиболее полной лито- и биостратиграфической характеристикой обладают разрезы Куранахской подзоны, где выделены стратотипы всех нижнепермских подразделений Региональной стратиграфической шкалы Верхояно-Охотского региона [13]. Одной из руководящих групп ископаемых, по которым выполнено деление и определен возраст региональных стратонов, являются аммоноидеи. Именно они позволили установить в Верхоянье кунгурский ярус, с которым сопоставляются тумаринский горизонт и одноименная ритмосвита, содержащие один из крупнейших в Бореальной области аммоноидных комплексов кунгурского возраста [2]. Нижняя граница тумаринского горизонта проводится по появлению в разрезе вида *Tumaroceras yakutorum* Ruzh., индекса одноименных слоев [10]. Слои с *T. yakutorum* установлены по многочисленным находкам аммоноидей орольского комплекса, представленного видами *Tumaroceras*

*yakutorum* Ruzh., *T. volkodavi* Andr., *T.? sp. nov.*, *Paratumaroceras ruzhencevi* Kut., *Popanoceras tumarense* Ruzh., *Neouddenites andrianovi* Ruzh [14]. Все они встречены в нижнем интервале разрезов тумаринского горизонта, характеризующемся наиболее глубокими осадками. Это свидетельствует о приуроченности появления и широкого распространения тумароцерасов и биармицерасов к раннетумаринской трансгрессии [14]. Становление тумаринского аммоноидного надкомплекса приходится на важный период в развитии биот не только Северо-Востока Азии, но и всей Бореальной надобласти («среднекунгурское событие») [5, 7]. С этим событием связано значительное увеличение таксономического разнообразия всех групп беспозвоночных. Если отнесение к кунгурскому ярусу интервала разреза, содержащего орольский комплекс аммоноидей (слои с *T. yakutorum*), сомнений у исследователей не вызывает, то вопрос о возрасте вышезалегающих слоев с *Epijuresanites musalitini* остается

дискуссионным. Ранее считалось, что верхоянские эпиюрезаниты характеризуют кунгурский ярус [2, 10]. Однако в последнее время у некоторых исследователей сложилось мнение об их уфимском возрасте [11]. М.Ф.Богословская [4] предложила сопоставлять уфимский ярус с интервалом распространения рода *Epijuresanites*, обособляемым в одноименную генозону, содержащую биостратиграфическую последовательность четырех видов этого рода. Такой вариант объема уфимского яруса отчасти представляется логичным, но следует принять во внимание то, что до сих пор не известно ни одного разреза, в котором обнаруживалась бы последовательность хотя бы двух разновозрастных представителей рода *Epijuresanites*. Следует обратить внимание на ряд несоответствий предполагаемого возраста отдельных видов рода *Epijuresanites* общепринятому датированию вмещающих отложений. Наблюдается неясность положения в нижнепермских разрезах северо-востока Европейской России (Пай-Хой и Вайгач) видов *E. primarius* и *E. vaigachensis* [15]. Более того, в последнее время многие стратиграфы склоняются к исключению уфимского яруса из Общей стратиграфической шкалы [6]. Исходя из вышеизложенного, обоснование уфимского яруса по распространению рода *Epijuresanites* представляется преждевременным.

Выделение слоев с *Epijuresanites musalitini* средней части тумаринского горизонта осложнено чрезвычайной редкостью находок гониатитов (такамкытский аммоноидный комплекс). Принято считать, что голотип вида-индекса этих слоев (*Epijuresanites musalitini* Porow [12]) был найден Л.А.Мусалитиным в верховьях р.Тумара «в алевролитах тумаринской ритмосвиты без более точной стратиграфической привязки» [2, с. 55]. Автор просмотрел рукописные материалы Л.А.Мусалитина (1964), из которых выяснилось, что обсуждаемый экземпляр был обнаружен в 1963 г. при послойном изучении разреза нижнепермских отложений руч.Учагын (самый верхний правый приток р.Тумара) западного сектора Куранахской подзоны (рис. 1) в «ритме II» эндыбальской свиты. В соответствии с современной стратиграфической схемой в разрезе, изученном Л.А.Мусалитиным по руч.Учагын вскрываются:

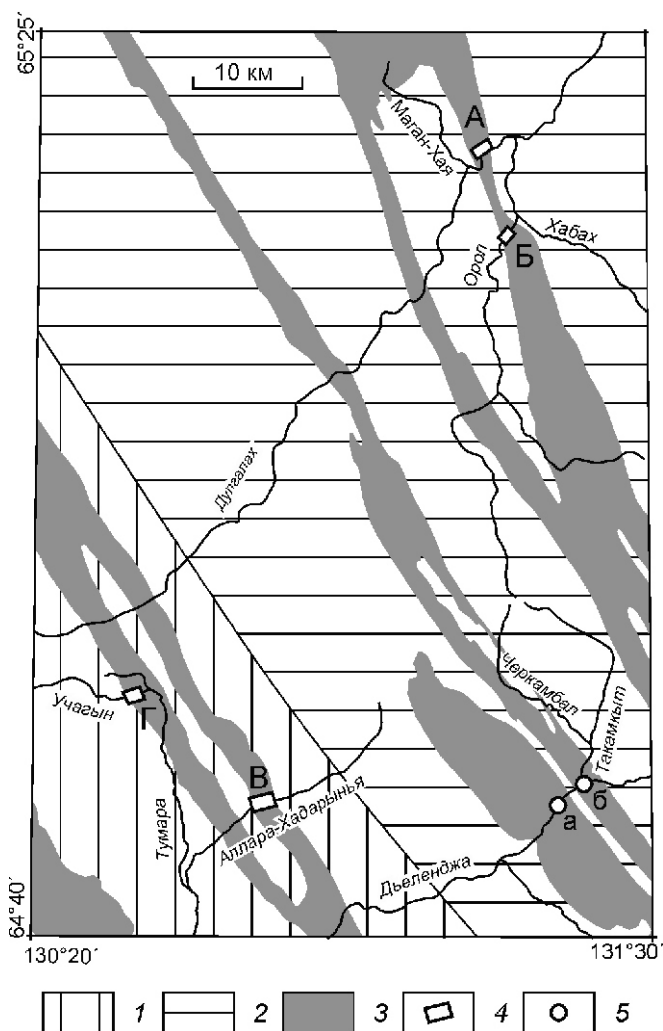
1. Верхняя часть мысовской свиты видимой мощностью более 120 м (эчийская свита по Л.А.Мусалитину).

2. Хабахская свита мощностью 421 м («ритм I эндыбальской свиты»).

3. Орольская свита мощностью 437 м (преимущественно алевролитовая толща «ритма II эндыбальской свиты»).

4. Такамкытская свита видимой мощностью более 270 м (преимущественно песчанистая толща «ритма II эндыбальской свиты»).

По этой разбивке, гониатит *Epijuresanites musalitini* (экз.48/8717, обр.6, 1963 г.) обнаружен в



**Рис. 1. Схема расположения разрезов тумаринской ритмосвиты Куранахской подзоны и находок такамкытских аммоноидов:**

1 — западный и 2 — восточный секторы; 3 — площади распространения тумаринской ритмосвиты; 4 — разрезы: А — р.Дулгалах, левый борт выше устья р.Хабах, Б — р.Орол, В — р.Аллара-Хадарыня, Г — руч.Учагын; 5 — находки аммоноидов: а — обр.12/14-1967 (*Tumaroceras? kashirzevi*) из такамкытской? свиты [2, с. 57], б — обр.28/48-1960 (*Tumaroceras* sp.) из верхней части такамкытской свиты [1, с. 40]

верхней части орольской свиты (90 м ниже кровли) (рис. 2). Это противоречит моим ранним предположениям о том, что все западноверхоянские эпиюрезаниты встречены в такамкытской свите [8]. Столь неожиданно низкий стратиграфический уровень находки голотипа *Epijuresanites musalitini* потребовал тщательного пересмотра данных по всем известным местонахождениям тумаринских аммоноидов в стратотипической местности.

Наиболее четкая последовательность орольских и такамкытских аммоноидов наблюдается в верховьях р.Дулгалах (см. рисунки 1 и 2) восточного сектора Ку-

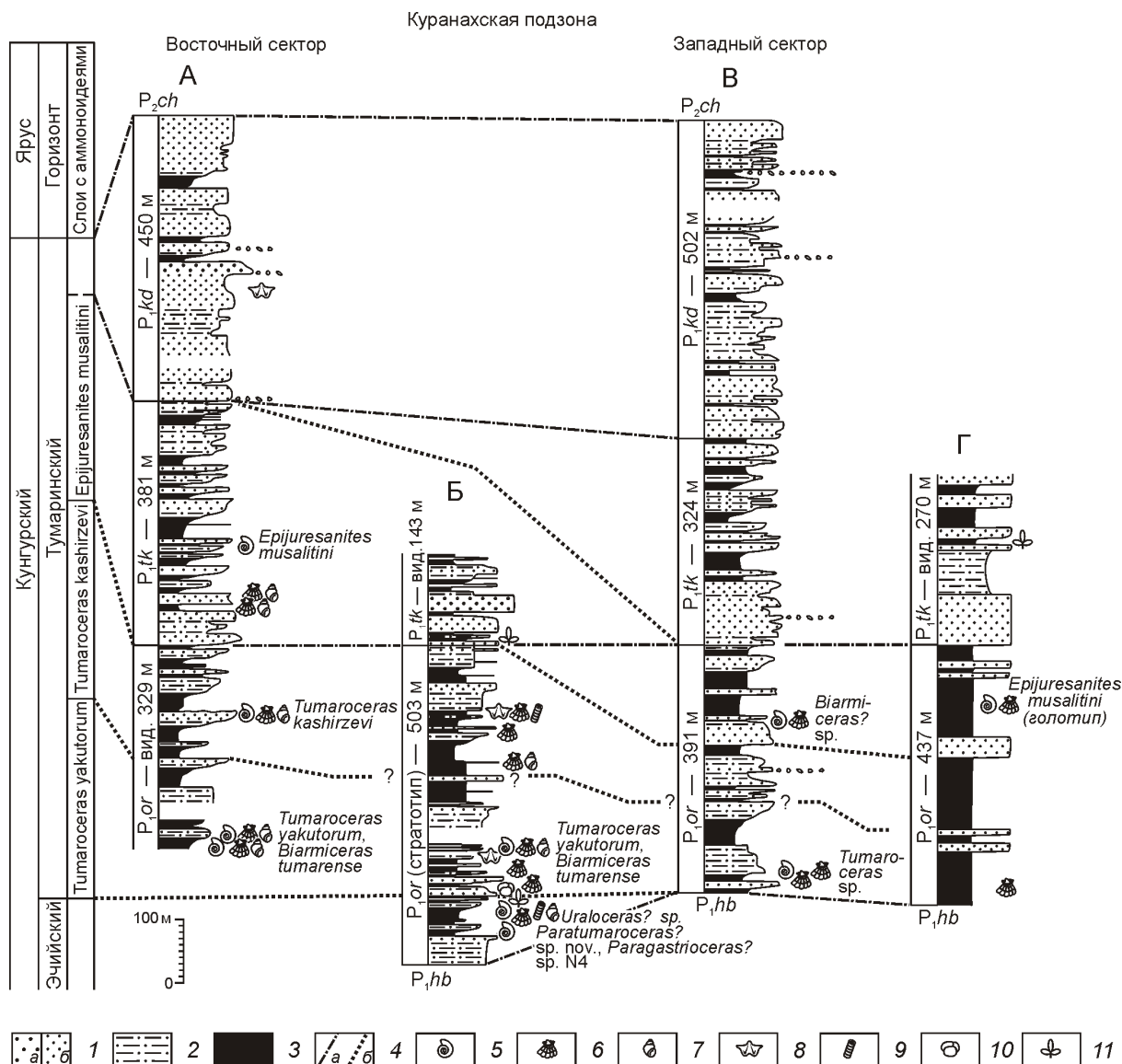


Рис. 2. Корреляция разрезов тумаринской ритмсовиты (орольская, такамкытская и кадачанская свиты) Куранахской подзоны по аммоноидеям:

А — р.Дулгалах, левый борт выше устья р.Хабах (И.В.Будников, Р.В.Кутыгин, 2000), Б — р.Орол (И.В.Будников, Р.В.Кутыгин, 2000), В — р.Аллара-Хадарынья (И.В.Будников, Р.В.Кутыгин, Л.Г.Перегаедов, С.К.Горяев, 2008), Г — руч.Учагын (Л.А.Мусалитин, 1963); 1 — песчаники: а — средне- и крупнозернистые, б — мелкозернистые; 2 — алевролиты крупнозернистые; 3 — алевролиты мелкозернистые и аргиллиты; 4 — границы: а — лито- и б — биостратиграфические; 5 — аммоноидеи; 6 — двустворки; 7 — гастроподы; 8 — брахиоподы; 9 — криноидеи; 10 — фораминиферы; 11 — флора; свиты: P<sub>1</sub>hb — хабахская, P<sub>1</sub>or — орольская, P<sub>1</sub>tk — такамкытская, P<sub>1</sub>kd — кадачанская, P<sub>2</sub>ch — черкамбальская

ранахской подзоны. В нижней части орольской свиты стратотипа на р.Орол собран представительный одноименный аммоноидный комплекс: *Tumaroceras yakutorum* Ruzhencev, T.? sp. nov., *Paratumaroceras* sp., *Biarmiceras tumarensense* (Ruzhencev), B. sp. В основании этой свиты, ранее относимой В.Н.Андриановым с коллегами [3] к верхней части хабахской свиты, обнаружены единичные экземпляры *Paragastrioceras*? sp. N4, *Paratumaroceras*? sp. nov., *Uraloceras*? sp., морфологически резко отличающиеся от орольских и, возможно, характеризующие терминальную часть эчийского горизонта.

Многочисленные аммоноидеи орольского комплекса были собраны также в соседнем разрезе (р.Дулгалах, левый берег в 1 км ниже устья руч.Маган-Хайа). Здесь же в прослое песчаников верхней части орольской свиты обнаружена относительно крупная раковина *Tumaroceras*? *kashirzevi* Andrianov (экз.175/33). Еще выше по разрезу, в нижней части такамкытской свиты В.Н.Андрианов и Л.Г.Тютюников в 1967 г. нашли небольшую раковину гониати-та «*Tumaroceras* sp.» (экз.55/599) [2]. По морфологическим особенностям лопастной линии (прежде всего зачаточной трехзубчатой форме умбональной ло-



пасти) этот экземпляр отнесен автором к виду *Epijuresanites musalitini* Porow.

Как и в верховьях р.Дулгалах, в бассейне верхнего течения р.Тумара в нижней части орольской свиты р.Дьеленджа распространен богатый аммоноидный комплекс, характеризующий слои с *Tumaroceras yakutorum*. Аммоноидеи такамкытского комплекса имеют неодинаковое стратиграфическое положение в восточно- и западнокурахских разрезах. Как было рассмотрено выше, в истоках р.Тумара (западный сектор Кураханской подзоны) вид *Epijuresanites musalitini* встречен в верхней части орольской свиты. Это может свидетельствовать о диахронности границы орольской и такамкытской свит и разновозрастности нижней части такамкытской свиты верховьев р.Дулгалах и верхней части орольской свиты верховьев р.Тумара (руч.Учагын и р.Аллара-Хадарынья).

Другой вид такамкытского комплекса — *Tumaroceras? kashirzevi* [2, табл. XVIII; 9, рис. 1] был обнаружен В.Н.Андриановым на р. Дьеленджи в 2,5 км ниже устья р. Такамкыт в алевролитах, отнесенных им к такамкытской свите [2, с. 57], что заведомо выше уровня с *Epijuresanites musalitini* руч.Учагын. Однако *T.? kashirzevi* найден на участке развития мелких складок пограничных слоев орольской и такамкытской свит, что осложняет точное определение стратиграфического положения образца. Не исключается вероятность того, что алевролиты, заключавшие обсуждаемый экземпляр, на самом деле относятся к орольской свите, что требует дополнительного изучения местонахождения. Если же *T.? kashirzevi* здесь действительно встречен в такамкытской свите, то следует признать, что вертикальное распространение этого вида охватывает интервал существенно более широкий, чем уровень с *E. musalitini*. Для окончательного решения этого непростого вопроса нужны повторные сборы аммоноидей и прослеживание обсуждаемого уровня по простиранию. В любом случае более раннее появление *T.? kashirzevi*, по сравнению *E. musalitini*, сомнений не вызывает. Интересна также находка В.Н.Андриановым в 1960 г. в верхней части такамкытской свиты в стратотипе на р. Дьеленджа экземпляра гониатита, предварительно определенного В.Е.Руженцевым как *Tumaroceras* sp. [1]. К сожалению, дальнейшая судьба этого самого высокого в разрезах тумаринского горизонта Верхоянья гониатита не известна.

Из изложенного следует, что в верховьях р.Дулгалах выше слоев с *Tumaroceras yakutorum* наблюдается отчетливая вертикальная последовательность двух видов аммоноидей такамкытского комплекса: *Tumaroceras? kashirzevi* и *Epijuresanites musalitini*. На основании этого, в средней части тумаринского горизонта Верхоянья выделяются последовательные слои с указанными таксонами. По появлению вида *E. musalitini* фиксируется удревнение возраста границы орольской и такамкытской свит от западного сектора Кураханской подзоны к восточному. Между интерва-

лом распространения такамкытского комплекса и появлением первых свердрупитов, характеризующих казанский ярус, в разрезе присутствует мощная толща («кадачанские» слои), в которой аммоноидеи не встречены. Эта толща, вероятно, является возрастным аналогом уфимского яруса, а слои с представителями такамкытского комплекса, соответственно, относятся к кунгуру.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 23 и грантов РФФИ № 11-05-00053, 11-05-00950.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. —М.: Наука, 1966.
2. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. —Новосибирск: Наука, 1985.
3. Андрианов В.Н., Бархатов Г.В., Прокопьев В.С. и др. К выделению хабахской свиты в пермских отложениях Западного Верхоянья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. XVI. —Якутск: Книжное изд-во, 1970. С. 126—132.
4. Богословская М.Ф. Аммоноидеи Бореальной надобласти: постартинская этапность развития и корреляция // Верхняя пермь полуострова Канин. —М.: Наука, 2006. С. 88—97.
5. Бяков А.С. Пермские биосферные события на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 2. С. 88—100.
6. Котляр Г.В. Современные проблемы пермской стратиграфии: международная, общая и региональная шкалы // Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы / Мат-лы Междунар. науч. конф. —Пермь: Пермский госуниверситет, 2011. С. 103—110.
7. Котляр Г.В., Коссовая О.Л., Журавлева А.В. Межрегиональная корреляция основных событийных рубежей пермской системы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 4. С. 25—42.
8. Кутыгин Р.В. Кунгурские эпиюресаниты (Аммоноидея) Северо-Востока России // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 39—41.
9. Кутыгин Р.В. О системе кунгурско-уфимских гониатитов Северо-Востока России // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 33—35.
10. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 66—71.
11. Левен Э.Я., Богословская М.Ф. Роудский ярус перми и проблемы его глобальной корреляции // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 67—78.
12. Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. —Л.: Недра, 1970. С. 113—140.
13. Решения третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (С-Пб, 2002) / Под ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
14. Kutygin R.V. Permian ammonoid associations of the Verkhoyansk Region, Northeast Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26, iss. 3—4. Pp. 243—257.
15. Leonova T.B. Correlation of the Kazanian of the Volga-Urals with the Roadian of the global Permian scale // Palaeoworld. 2007. Vol. 16. № 1—3. Pp. 246—253.

## Новые данные о возрасте четвертичных отложений первой надпойменной террасы среднего течения р.Колыма

И.Н.БЕЛОЛЮБСКИЙ, А.И.СЕРГЕЕНКО, Г.Г.БОЕСКОРОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), Н.Т.БАКУЛИНА (ГУТГП РС (Я) «Якутскгеология»; 677980, ГСП, г.Якутск, ул.Кальвица, д.14)

Проведены палинологические, палеонтологические исследования, определения изотопного возраста ( $^{14}\text{C}$ ) четвертичных отложений I надпойменной террасы среднего течения р.Колыма. Формирование нижней толщи террасы (возраст  $^{14}\text{C}$  32 540 лет) происходило в позднем неоплейстоцене, в холодную фазу среднемолотковского времени. Выявление на средней Колыме радиоуглеродно датированных отложений подтвердило наличие в молотковское время холодной фазы и заметно расширило диапазон их распространения. Накопление верхней толщи произошло в голоцене.

**Ключевые слова:** плейстоцен, надпойменная терраса, Колыма, палинология, мамонтовая фауна.

Белолубский Иннокентий Никифорович, belolubsky@diamond.ysn.ru

Сергеенко Анатолий Иванович, sergeenko@diamond.ysn.ru

Боескоров Геннадий Гаврилович, gboeskorov@mail.ru

Бакулина Надежда Тимофеевна, geopoisk@sakha.ru

## New data on the age of the Quaternary deposits of the middle stream of Kolyma river I-st terrace above a floodplain

I.N.BELOLYUBSKY, A.I.SERGEENKO, G.G.BOESKOROV, N.T.BAKULINA

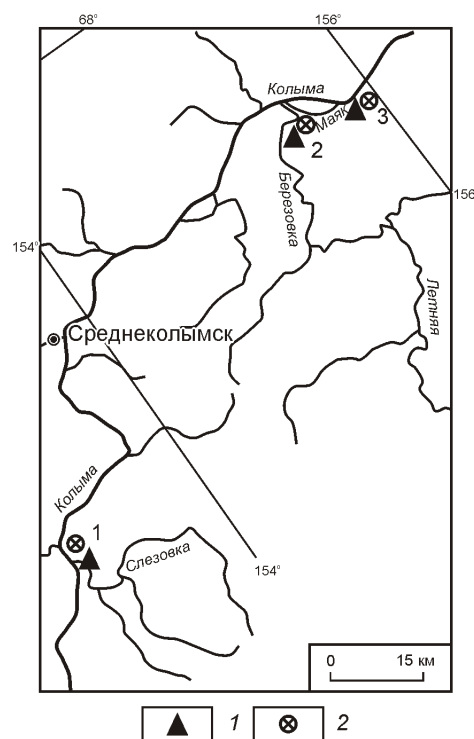
Palynological and paleontological studies of the determination of isotopic age ( $\text{C}^{14}$ ) of the Quaternary deposits of the I-st terrace above a floodplain of the middle stream of Kolyma river are conducted. The lower layers of terrace (age ( $^{14}\text{C}$ ) 32 540 years) were formed during cold phase of the middle Molotkovian time of the Late Neopleistocene. Identification of radiocarbon dated deposit in the middle stream of Kolyma river confirmed the existence of cold phase in the Molotkovian time and significantly expanded their distribution range. Upper layers were formed in the Holocene.

**Key words:** Pleistocene, terraces, Kolyma, palynology, mammoth fauna.

В северной части Колымской низменности плейстоценовые отложения изучены довольно детально [1—4], а в южной — недостаточно. В значительной степени это касается среднего течения р.Колыма, и в частности, I надпойменной террасы в правобережье. Авторами в августе 2009 г. было проведено комплексное изучение, включающее палинологические и палеонтологические исследования и радиоуглеродное датирование  $^{14}\text{C}$ , в долине р.Колыма, в приустевых частях р.Березовка и ручьев Маяк и Слезовка, где собраны остатки четвертичной фауны млекопитающих (см. рисунок). В устье руч.Маяк (правый приток р.Колыма, 9 км от устья р.Березовка вниз по течению) заложен разрез четвертичных отложений I

### Местоположение изученных разрезов четвертичных отложений I надпойменной террасы среднего течения р.Колыма:

1 — местоположение разрезов; 2 — места находок мамонтовой фауны: 1 — руч.Слезовка, 2 — р.Березовка, 3 — руч.Маяк



надпойменной террасы высотой 6—8 м, отобраны пробы на палинологический и радиоуглеродный анализы.

В разрезе вскрываются (сверху вниз):

| Слой                                                                | Мощность, м |
|---------------------------------------------------------------------|-------------|
| 1. Суглинки серые с корешками трав                                  | 0,8         |
| 2. Суглинки с линзами торфа бурого цвета                            | 0,4         |
| 3. Суглинки серые                                                   | 0,1         |
| 4. Супеси, суглинки рыхлые. Много корешков трав, растительной трухи | 0,5         |
| 5. Супеси и суглинки серые                                          | 1,0         |
| Осыпь                                                               | 1,2         |
| Урез воды                                                           |             |

В результате палинологических исследований выделены два спорово-пыльцевых комплекса.

**Первый палинокомплекс** определен из супесей и суглинков нижней части расчистки слоев 5 и 4. Спорово-пыльцевые спектры слоя 5 характеризуются доминированием пыльцы травяно-кустарниковых растений (76,7—99,6%) с преобладанием пыльцы семейства злаковых (47,2—97,7%). Обилие последней, скорее всего, отражает локальную растительность. Довольно много встречается пыльцы полыней (до 21%). Пыльца остального разнотравья отмечается в небольших количествах: гвоздичные (*Caryophyllaceae*), цикориевые (*Cichoriaceae*), астровые (*Asteraceae*), валериановые (*Valeriana capitata*), подорожниковые (*Plantago*), маревые (*Chenopodiaceae*), кипрейные (*Onagraceae*), верескоцветные (*Ericales*) и др.

Обедненная в количественном и качественном составе древесно-кустарниковая группа (16,1—0,2%) представлена в основном пыльцой кустарниковых берез (*Betula middendorffii*, *B. exilis*, *B. sp.* 0,2—7,7%), ольховника (*Alnaster* 3,9%). Пыльца ивы (*Salix*) и древовидных берез отмечается единично. В составе группы хвойных в небольшом количестве встречается пыльца кедрового стланика (*Pinus pumila*) и редкая пыльца лиственницы (*Larix*) и ели (*Picea*). Пыльца ели явно переотложена из более древних отложений.

Споровая группа малочисленна (0,2—7,2%), но довольно разнообразна: споры зеленых мхов (*Bryales*, *Meesia*) — 1,6%, до трех видов печеночниковых (*Riccia*) — 0,9%, до четырех видов сфагновых мхов (*Sphagnum*) — 1,8%) и сибирских плаунов (*Selaginella sibirica*) — 1,6%). Единичны споры тундровых и лесных видов плаунов (*Lycopodium pungens*, *L. annotinum*) и папоротников (*Poly-podiaceae*).

Спорово-пыльцевой спектр из вышележащих супесей и суглинков с растительными остатками (слой 4)

по всем параметрам близок к вышеописанным спектрам из супесей (слой 5).

Здесь также доминирует пыльца трав и кустарничков (75,2%) над пыльцой деревьев и кустарников (14,8%) и спор (10%). В составе пыльцы травянистых растений сохраняются те же компоненты, что и в слое 5, только немногим меньше становится содержания пыльцы злаковых (33,5%). По-прежнему много пыльцы полыней (35,6%), уменьшается содержание гвоздичных (1,1%), чуть больше становится пыльцы верескоцветных, появляется пыльца гречишниковых, единична пыльца астровых, цикориевых и др. Среди группы пыльцы деревьев и кустарников (14,8%) увеличивается содержание пыльцы кедрового стланика (до 5,6%). В составе мелколиственных покрытосеменных (5,8%) больше пыльцы кустарниковых видов берез (3,2%), меньше пыльцы ольховника и древовидных берез. Отмечается переотложенная пыльца хвойных растений: *Pinus s/g Haploxylon*, *Pinus s/g Diploxylon*, *Pinus sp.*, *Tsuga canadensis*.

Среди споровых растений сохраняются те же таксоны и появляются единичные споры хвощей (*Equisetum*) и гроздовника (*Botrychium*).

Состав пыльцы и спор свидетельствует о том, что во время накопления толщи суглинков в нижней части разреза, в растительном покрове преобладали открытые слабо облесенные ландшафты, состоящие из злаково-полынно-разнотравных ассоциаций. Степная и лугово-степная растительность (часть злаков, полыни, гвоздичные, астровые, цикориевые и др.) занимали сухие, возвышенные места и часть пологих склонов. Травы настоящих лугов мезофиты (лютиковые, василистник, валериановые, гречишниковые, часть пыльцы злаковых и др.) предпочитали более или менее увлажненные ровные элементы рельефа. Влаголюбивые (зеленые, сфагновые, печеночниковые мхи и др.) — пониженные формы рельефа, заболоченные луга и болота. Небольшое содержание пыльцы древесно-кустарниковых растений предполагает, что в растительном покрове деревья и кустарники не играли существенной роли и имели ограниченные площади.

**Второй палинокомплекс** выделен из суглинков слоев 3, 2, 1. Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие среднюю часть расчистки (слои 2, 3) отличаются от вышеописанных спектров более высоким содержанием пыльцы древесно-кустарниковых растений (27%), снижением количества пыльцы травяно-кустарниковых растений (60,8%).

Среди пыльцы деревьев и кустарников доминирующее положение стала занимать пыльца мелколиственных покрытосеменных (24,2%), в составе которых лидирует пыльца кустарниковых видов берез (12,5%). На втором месте — пыльца ольховника (5,5%), древовидных берез (5,8%) и единичная пыльца ивы. Среди хвойных в пределах 2% присутствует пыльца гаплоидных сосен и единично кедрового стланика.



В составе травяно-кустарничковой группы сократилось количество пыльцы полыней (до 15,7%) и злаковых (до 27,5%), увеличилось содержание пыльцы верескоцветных (8,2%). В споровой группе (12,2%) более заметны споры зеленых мхов (2,8%), сибирских плаунов (4,6%) и папоротников (20,8%) в т.ч. бугорчатые формы, характерные для лесных спектров.

В спорово-пыльцевом спектре из верхней части (слой 1) существенно повышено содержание пыльцы древесно-кустарниковых (18%) и споровых (21,5%) растений, хотя по количественному составу они уступают группе травяно-кустарниковых растений (60,5%). В составе мелколиственных растений, кроме кустарниковых берез (3%), ольховника (4,1%) и высокоствольных берез (0,9%) появляется пыльца ивы (1,2%). Значительно увеличивается содержание пыльцы кедрового стланика (3,5%). Встречаются отдельные зерна лиственницы.

В группе спор почти в одинаковых количествах отмечаются споры зеленых мхов (5,6%) и сибирских плаунов (5,2%), меньше печеночниковых (1,5%) нескольких видов и сфагновых мхов (2,1%), папоротников (3,8%), в т.ч. споры *Driopteris* sp. Единичны споры плаунов (*Lycopodium pungens*), хвоща, гроздовника.

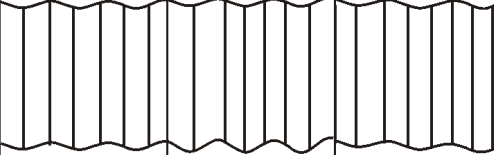
В составе пыльцы травяно-кустарниковых растений наблюдается сокращение пыльцы злаковых почти в два раза (17,7%) и ксерофитных трав (гвоздичных, цикориевых, астровых и т.д.). Пыльца полыней

сохраняет свои позиции. В то же время наблюдается увеличение содержания пыльцы верескоцветных (до 11,4%) и появляется пыльца семейства осоковых.

Состав спектров указывает на увеличение влажности климата, что обусловило распространение островных лиственных лесов и редколесий с кустарниковыми формациями, чередующимися с заболоченными участками и открытыми лугово-степными и степными травянистыми сообществами.

Непосредственно под описанной расчисткой в устье руч. Маяк на бечевнике собраны остатки мамонтовой фауны, в т.ч.: первобытного бизона *Bison priscus* Voij. (нижнечелюстная кость, полная нижняя челюсть, 2 пястных кости, 4 плюсневые кости, фрагмент плечевой кости) и ленской лошади *Equus lenensis* Russ. (фрагмент черепа, пястная кость). Отсутствие следов окатанности на костях позволяет полагать, что они выпали непосредственно из обнажения. Одна плюсовая кость бизона была датирована в ГИН РАН радиоуглеродным методом. Датировка 32540 ± 1000 лет (ГИН-14407) соответствует средне-молотковскому времени позднего неоплейстоцена (28—34 тыс. лет назад) [6]. Примечательно, что исследованная кость бизона отличается крупными размерами (длина 279 мм, ширина кости в середине 42 мм), что соответствует размерам аналогичных костей бизонов из едомных отложений (преимущественно молотковского и ойягосского времени) [1, 4,

Схема четвертичных отложений I надпойменной террасы среднего течения р. Колыма

| Общая стратиграфическая шкала |            |               |         |                  | Возраст, млн. лет | Региональная стратиграфическая шкала |             | Корреляция местных стратиграфических подразделений                                   |                    |                          |                                                                                     |
|-------------------------------|------------|---------------|---------|------------------|-------------------|--------------------------------------|-------------|--------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|--------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| Система                       | Надраздел  | Раздел        | Звено   | Ступень          |                   | Надгоризонт                          | Горизонт    | Слезовка (1)                                                                         | Березовка (2)      | Маяк (3)                 | Молютовский Камень                                                                  |
| Четвертичная                  | Голоцен    |               |         |                  | 0,01              |                                      |             | Суглинки<br>до 5 м                                                                   | Суглинки<br>до 5 м | Суглинки<br>до 5 м       | Отложения речных пойм и низких террас - галечники, пески, супеси, торф<br>до 8-10 м |
|                               |            |               |         |                  |                   |                                      |             |  |                    |                          | Алевриты плотные с псевдоморфозами по ПЖЛ<br>7 м                                    |
|                               | Плейстоцен | Неоплейстоцен | Верхнее | Ш <sub>4</sub>   | 0,1               | Едомный                              | Сартанский  | Алевриты<br>до 3 м                                                                   | Суглинки<br>до 3 м | Суглинки, торф<br>до 3 м | Верхняя толща<br>Суглинки, торф<br>С 28-24,4 тыс. лет до 3 м                        |
|                               |            |               |         | Ш <sub>3</sub>   |                   |                                      | Молютовский | Алевриты<br>до 3 м                                                                   | Суглинки<br>до 3 м | Суглинки, торф<br>до 3 м | Средняя толща<br>Алевриты плотные, льдистые<br>до 10 м                              |
|                               |            |               |         | Ш <sub>2</sub>   |                   |                                      | Ойягосский  | ?                                                                                    | ?                  | ?                        | Нижняя толща<br>Суглинки, торф<br>С от 48 до 34 тыс. лет до 4 м                     |
|                               |            |               |         | Ш <sub>2</sub>   |                   |                                      |             | ?                                                                                    | ?                  | ?                        | Станчикосские слои - алевриты плотные<br>12 м                                       |
|                               |            |               | Среднее | П <sub>1-4</sub> |                   | Керемеситский                        |             | ?                                                                                    | ?                  | ?                        | Торф с древесными остатками<br>до 1 м                                               |
|                               |            |               |         |                  |                   |                                      |             | ?                                                                                    | ?                  | ?                        | ?                                                                                   |
|                               |            |               |         |                  |                   |                                      |             | ?                                                                                    | ?                  | ?                        | ?                                                                                   |
|                               |            |               |         |                  |                   |                                      |             | ?                                                                                    | ?                  | ?                        | ?                                                                                   |

Примечание. 1, 2, 3 — разрезы на рисунке.

5]. Бизоны более позднего времени, конца сартанского оледенения (алешкинская свита), несут признаки значительного измельчания: судя по размерам костей, они были более мелкими [1, 2].

В устье р.Березовка найдены костные остатки: пещерного льва (нижнечелюстная кость), мамонта (фрагмент бивня), бизона (фрагмент нижнечелюстной кости, пястная кость, плюсневая кость, 2 фрагмента плечевых костей), ленской лошади (фрагмент большой берцовой кости, плюсневая кость), северного оленя (фрагмент рога, фрагмент большой берцовой кости, плюсневая кость).

На бечевнике руч.Слезовка найдены костные остатки: бизона (лучевая кость с фрагментом локтевой кости, пястная и плюсневая кости), мамонта (верхний коренной зуб  $M^1$ , нижний коренной зуб  $M_2$ ), фрагменты костей крупных копытных животных (точнее не определены).

Найденная фауна соответствует по составу типичной мамонтовой фауне позднего неоплейстоцена Якутии.

Таким образом, в разрезе четвертичных отложений I надпойменной террасы в долине среднего течения р.Колыма выделены две разновозрастные толщи (см. таблицу). Мамонтовая фауна, спорово-пыльцевые спектры, отражающие безлесную растительность с ясно выраженным тундростепным обликом, и радиоуглеродная датировка 32540 1000 лет (ГИН-14407) позволяет отнести формирование нижней толщи к позднему неоплейстоцену, к холодной фазе средне-молотковского времени. Эта толща коррелируется со средними слоями молотковской толщи, стратотипа одноименного горизонта [6, 7]. Выявление на сред-

ней Колыме радиоуглеродно датированных средне-молотковских отложений подтвердило существование в молотковское время холодной фазы и заметно расширило диапазон их распространения.

Исходя из геоморфологического положения верхней суглинистой толщи (верхняя часть I 6—8-метровой надпойменной аккумулятивной террасы), состава спорово-пыльцевых спектров, отражающих растительность островных лиственных лесов и открытых участков с лугово-степными сообществами, можно предположить голоценовое время ее накопления.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шер А.В.* Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. —М.: Наука, 1971. С. 92—100.
2. *Путеводитель* научной экскурсии по проблеме «Позднекайнозойские отложения Колымской низменности». Тур XI. XIV ТНК (Хабаровск, 1979). —М., 1979.
3. *Ложкин А.В.* Изменение климата и растительности Западной Берингии в позднем плейстоцене // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Азии. —Владивосток, 1984. С. 29—33.
4. *Лазарев П.А., Томская А.И.* Млекопитающие и биостратиграфия позднего кайнозоя Северной Якутии. —Якутск, 1987.
5. *Русанов Б.С.* Ископаемые бизоны Якутии. —Якутск: Якутское книжное изд-во, 1975.
6. *Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР.* —Магадан, 1987.
7. *Томская А.И.* Палинотратиграфия четвертичных отложений Колымской низменности // Стратиграфия и палинология осадочных толщ Якутии. —Якутск, 1982. С. 100—101.

## Определение миграции ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках на основе изучения конодонтов

В.П.ТАРАБУКИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Проведена реконструкция миграции ксенолитов осадочных пород внутри кимберлитовых трубок Накынского кимберлитового поля на основе изучения конодонтов. Определены глубины погружения ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках. Установлено, что большинство таких ксенолитов перемещено вниз по трубке, и только единичные ксенолиты двигались вверх. Приведено детальное распределение в трубках ксенолитов осадочных пород с конодонтами, дано биостратиграфическое обоснование установленного возраста. Проведена корреляция датированных ксенолитов осадочных пород по конодонтам с разрезами сопредельных территорий.

*Ключевые слова:* стратиграфия, ордовик, девон, конодонты, Накынский кимберлитовое поле, Сибирская платформа.

Тарабукин Владимир Прокопьевич, v.p.tarabukin@diamond.ysn.ru

## Defintion migrate xenoliths of sedimentary rocks in the kimberlite pipe on basis study conodonts

V.P.TARABUKIN

The paper contains data on the migration of xenoliths of sedimentary rocks within kimberlite pipes obtained as a result of studying conodonts. The depths of conodonts in the kimberlite pipe of the Nakyn field are determined. It is established that most of the xenoliths migrated downward except for one xenoliths that moved upward. A detailed distribution of sedimentary rock xenoliths with conodonts in the pipes is given, and the established age of the xenoliths is biostratigraphically substantiated. Correlation is made between the conodont-dated sedimentary rock xenoliths and colval rock sequences of adjacent areas.

*Key words:* Stratigraphy, Ordovician, Devonian, conodonts, Nakyn kimberlite fields, Siberian platform.

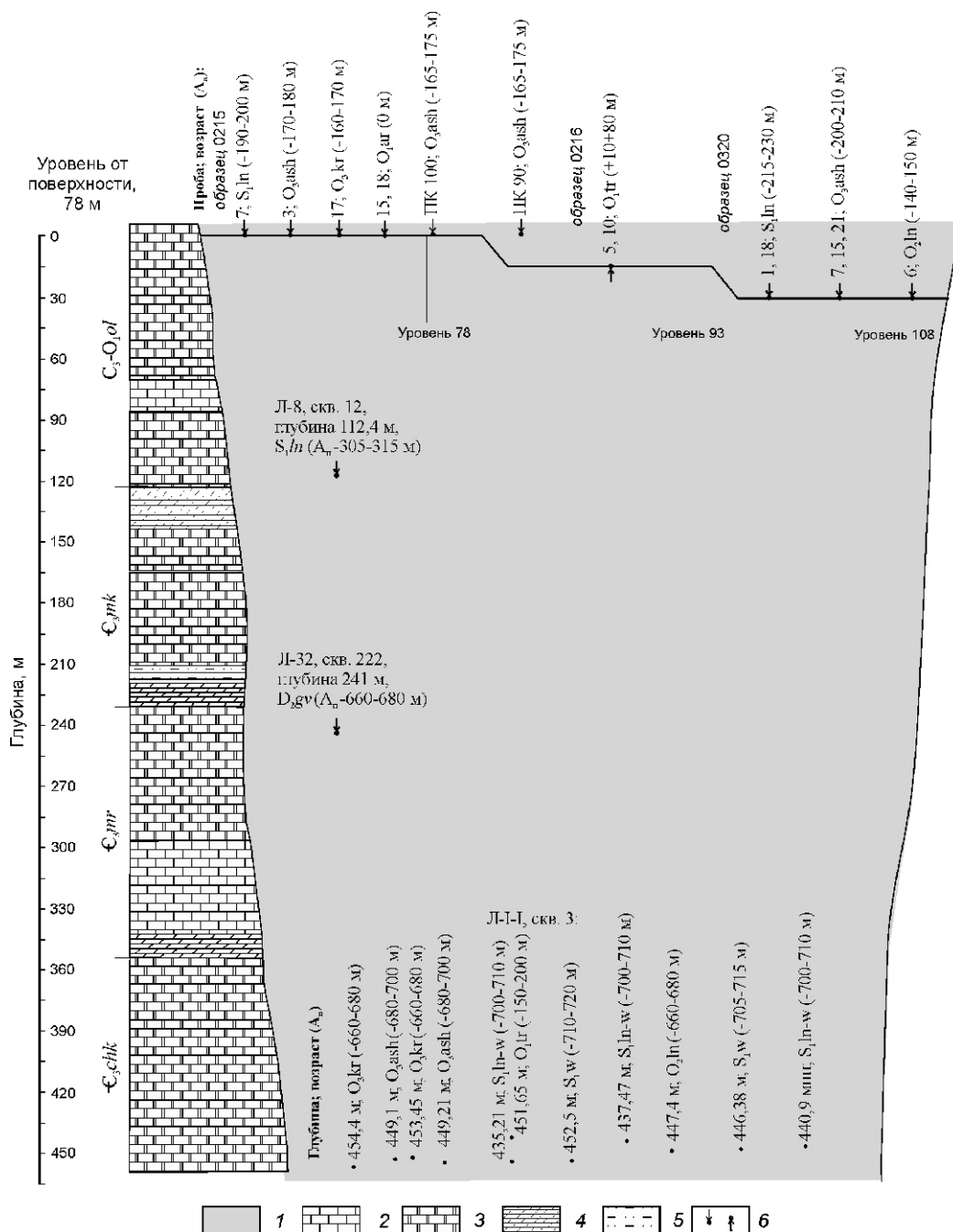
Вопросы миграции ксенолитов осадочных пород внутри кимберлитовых трубок не имеют однозначного решения и остаются дискуссионными [2, 5]. При первом изучении конодонтов из ксенолитов осадочных пород из разрезов Накынского района основное внимание было обращено на палеонтологическое обоснование возраста этих пород и корреляции их с естественными разрезами с целью реконструкции истинного строения разреза палеозойских отложений, существовавшего на изученной территории. Затем были проанализированы перемещения по вертикали и горизонтали ксенолитов осадочных пород, отобранных из нескольких вскрытых уровней трубки Нюрбинская и из глубоких горизонтов по керну скважин, пробуренных по трубкам Ботуобинская и Нюрбинская. Трубки опробовались по специальной методике, которая значительно увеличивает находки конодонтов в отобранных образцах. Методика отрабатывалась непосредственно на трубках Удачная, Юбилейная и Зарница [11]. Вертикальные смещения ксенолитов по трубке рассчитывались следующим образом: глубина расположения в трубке плюс эрозионный срез реконструированного разреза палеозойских отложений.

В последние годы получен дополнительный материал из трубок Накынского кимберлитового поля, позволяющий сделать анализ возрастного объема ксенолитов осадочных пород, детализировать реконструированный разрез, определить интервалы перемещений этих ксенолитов и уточнить уровень эрозионного среза [6]. Вмещающие породы (олдондинская свита) кимберлитовых трубок, вскрытые скважинами 124, 125, содержат комплексы конодонтов, выделенные в слои *Cordylodus cf. proavus* и слои с *Polycostatus oneotensis*, имеющие тремадокский возраст [10]. Самый древний комплекс конодонтов в ксенолитах осадочных пород из трубки Ботуобинская найден в обр.Л. I-I скв.3/451,65 м. В составе комплекса определены конодонты *Cordylodus cf. proavus* Lind. и «*Paltodus*» *bassleri* (Furn.), что указывает на тремадокский возраст комплекса. Учитывая, что мощность олдондинской свиты в данном районе 230—290 м, ксенолит переместился вниз по трубке минимум на 150—200 м (см. рисунок). В трубке Нюрбинская в образце ксенолита осадочной породы (обр.0216-5, 10 ур.93), также найден комплекс конодонтов, характерный для слоев с *Cordylodus cf. Proavus*. Образец имеет незначительное 10 80 м вертикальное перемещение вверх по трубке (см. рисунок).



Номинальный вид *Cordylodus proavus* имеет планетарное распространение, известен из позднекембрийских отложений Азии [3, 14, 15, 25], Северной Америки [16, 24], Австралии [19] и Западной Европы [23]. Кроме того, он был найден из лопарского горизонта Ленской фациальной зоны Сибирской платформы [1, 4]. «*Paltodus*» *bassleri* появляются в подзоне *Clavohamulus hintzei* [24] и широко распространены в «Фауне С» Северной Америки [20], известны из тремадокских и аре-

нигских отложений хр.Сетте-Дабан (саккырырская свита), хр.Селенныхского на северо-востоке Якутии (секдекунская и унгинская свиты) и в бассейне р.Мархи северо-востока Средней Сибири (олдондинская свита) [10]. В трубке Нюрбинская в образце 0215-18 (ур. 78 м) (см. рисунок), из ксенолита осадочной породы найден вид «*Paltodus*» *bassleri* (Furn.), который также известен из зоны *proavus* [24] и в «Фауне С» Северной Америки [20]. Также они известны из тремадокских и



#### Направления и интервалы миграции осадочных ксенолитов в трубках Нюрбинская и Ботубинская:

1 — кимберлиты; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — алевролиты; 6 — местоположение ксенолита в трубке и направление перемещения ксенолитов осадочных пород; свиты: Е<sub>3</sub>—O<sub>1</sub>ol — олдондинская, Е<sub>3</sub>mk — моркокинская, Е<sub>3</sub>mr — мархинская, Е<sub>3</sub>chk — чукукская; ярусы: tr — тремадокский; ar — аренгский; ln — лланвирнский; kr — карадокский; ash — ашгиллский; ln — лландоверийский; w — венлокский; gv — живетский; A<sub>n</sub> — расчетная амплитуда перемещения ксенолитов осадочных пород

аренигских отложений хребтов Сетте-Дабан (саккы-рырская свита) и Селенняхского (секдекунская и унгинская свиты) на Северо-Востоке Азии и Сибирской платформы (олдондинская свита) [10]. Арениг-лланвирнский возраст ксенолита из трубки Нюрбинская подтверждает вид *Drepanoistodus forceps* (Lind.) (обр.0215-15). Он за пределами описываемого региона известен из аренигских и лланвирнских отложений и их аналогов [4, 10, 20, 21]. Перемещение ксенолита определить сложно из-за большого стратиграфического интервала распространения таксона. Данные ксенолитов осадочных пород практически не перемещались по вертикали (см. рисунок).

Только в двух образцах (Л I-I скв.3/447,4 и 0320/6) найден комплекс конодонтов, характерный для широко распространенной зоны *Phragmodus flexuosus*. Зональный комплекс конодонтов *Drepanodistacodus victrix* (Mosk.), *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Microcoelodus tunguskiensis* Mosk., *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Ptiloconus longidentatus* (Mosk.).

Вид-индекс *Phragmodus flexuosus* широко распространен в волгинском горизонте Сибирской платформы [4], известен из лабыстахской свиты хр.Сетте-Дабан, волчинской свиты хр.Селенняхский и марьинской свиты правобережья р.Колыма Северо-Востока России [10], из формации Маклиш, «Фауна 6» в США [20]. Выше указанное позволяет нам определить возраст зоны *Phragmodus flexuosus* как лланвирн, сопоставлять ее с «Фауной 6» Северной Америки, волгинским горизонтом Сибирской платформы и лачугским горизонтом Северо-Востока России. Учитывая эрозионный срез и местоположение в трубке, образцы переместились вниз 140—150 м (обр.0320/6) и 660—680 м (обр.Л I-I, скв.3/447,4).

Более «молодые» комплексы конодонтов обнаружены в ксенолитах осадочных пород из трубки Ботуобинская. В образцах Л I-I скв.3/454,4 и 3/453,45 найден комплекс конодонтов *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), *Erraticodon gratus* Mosk., *Evencodus sibiricus* Mosk., *Ptiloconus anomalis* (Mosk.), *Stereoconus bicostatus* Mosk., *S. corrugatus* Mosk., характерный для верхней части киренско-кудринского горизонта (карадок), подзоны *Evencodus* зоны *Ptiloconus anomalis* [7]. На изучаемой территории данный комплекс известен из станской свиты. Учитывая восстановленный стратиграфический разрез, данные ксенолиты переместились вниз по трубке 660—680 м. Кроме того, в образце 0215-17 (ур. 78) из трубки Нюрбинская найден обломок *S<sub>b</sub>* — элемента *Phragmodus inflexus* (Stauffer) (верхний ордовик, карадок). Данный таксон является видом-индексом зоны *Sahabagnathus sweeti* — *Phragmodus inflexus*, характеризующим чертовский горизонт (карадокский ярус) [7]. Горизонт сопоставляется с конодонтовой зоной *Pugodus anserinus* [17] и «Фауной 7 (верхняя часть)» Северной Америки [27]. Образец переместился вниз по кимберлитовой трубке на 160—170 м.

Ашгиллский комплекс конодонтов *Aphelognathus pyramidalis* (Br. M. et Br.), *Acanthodina nobilis* Mosk., *Panderodus* sp., *Pseudobelodina* (?) *repens* (Mosk.), *Tetraprioniodus elegans* Mosk. определен из ксенолитов осадочных пород трубки Нюрбинская (обр.0215-3), ксенолит опустился вниз по кимберлитовой трубке на 170—180 м. Вид *Aphelognathus pyramidalis* является основой комплекса конодонтов бурского горизонта (ашгилл) Сибирской платформы [6], который сопоставляется с «Фауна 12» Северной Америки [27]. Более разнообразный комплекс установлен в образцах Л I-I скважинах 3/449,1 и 3/449,21, а также в пробах ПК 90 и ПК 100 (горная выработка Надежда) из трубки Ботуобинская, которые переместились вниз по кимберлитовой трубке 680—700 м и 165—175 м (см. рисунок) соответственно, в них определены *Aphelognathus pyramidalis* (Br. M. et Br.), *Acanthodina nobilis* Mosk., *Ozarkodina* cf. *polinclinata* (Nicoll et Rexroad), *Panderodus* sp., *Pseudobelodina* (?) *repens* (Mosk.), *Tetraprioniodus elegans* Mosk. Зона датируется ашгиллом ОСШ [7].

Как ранее указывалось, наиболее встречаемыми в трубках Далдыно-Алакитского района являются ксенолиты осадочных пород с раннесилурийскими комплексами конодонтов [8]. Аналогичная закономерность сохраняется в трубках Накынского поля. В образцах Л I-I, скважин 3/440,9, 3/435,21 и 3/437,47, 0215-7 (ур.78) найден комплекс конодонтов *Distomodus kentuckyensis* (Br. et Br.), *Exognathodus caudatus* (Wall.), *Icriodella* sp., *Ozarkodina* sp., *Panderodus* sp. Данный комплекс известен из лlando-верийских и ранневенлокских отложений Европы, Северной Америки и Азии [13, 18]. На северо-востоке Сибирской платформы эти виды найдены в мойероканской, хаастырской и агидыйской свитах, выделен в комплекс 1 (лlandoвери) [12]. Эти ксенолиты переместились вниз по кимберлитовой трубке на 700—710 м, кроме последнего, который сместился всего на 190—200 м (см. рисунок).

В образцах Л-8, скв.12/112,4, Л I-I скважин 3/446,38 и 3/452,5 обнаружен комплекс конодонтов *Distomodus stauognathoides* (Wall.), *Pterospathodus* aff. *amorphognathoides* Wall., *Walliserodus curvatus* (Br. et Br.), *Panderodus* sp. Комплекс известен из хаастырской свиты (венлок) севера Сибирской платформы, он определен как комплекс 2 [12]. Эти ксенолиты осадочных пород «опустились» вниз на 305—315 и 705—720 м (см. рисунок).

Из ксенолита трубки Ботуобинской (обр.Ан Н-9, Л-32, скв.222/241,0) найдены конодонты девонского возраста: *Icriodus difficilis* Z. et Kl., *Panderodus gracilis* Br. et M.

Стратиграфический интервал распространения второго вида ограничен живетом, *Icriodus difficilis* известен из живетских и раннефранских отложений Западной Европы, Северной Америки и Азии [28], что позволяет определить возраст образца живетом. Оба

вида широко распространены в среднедевонских отложениях Северо-Востока Азии: загадочинской свите (зона varcus) в хр.Сетте-Дабан, пряникской свите (зона varcus) в хр.Селенняхский, вояхской свите (зона varcus) в Момских горах, ярхонской свите (зона varcus) на правом берегу р.Колыма. Данный ксенолит осадочных пород — обломок известняка из верхней части харьяюрхской свиты. Учитывая мощности реконструированного стратиграфического разреза, можно установить, что он «погрузился» в трубку на глубину около 660—680 м (см. рисунок).

Результаты исследований показывают, что по горизонтали и вертикали ксенолиты осадочных пород в трубке перемещались хаотично. По бортам преобладают обломки вмещающих пород, а в средней части встречаются разновозрастные ксенолиты осадочных пород, они показывают на разнонаправленные движения обломков, с преобладанием перемещений вниз по трубке (см. рисунок). Об этом свидетельствует и то, что на одном горизонтальном срезе встречаются разновозрастные ксенолиты осадочных пород. Максимальная глубина погружения ксенолита силурийского возраста 710—720 м. Следует отметить, что продвижения вверх отмечено только двух ксенолитов (обр.0216/5, 10). Таким образом, по конодонтам можно достоверно определить вертикальные и горизонтальные перемещения осадочных ксенолитов.

Автор благодарит за оказание помощи при проведении полевых работ сотрудников БГРЭ ОАО «АЛРОСА» главного геолога А.В.Толстова и начальника тематической партии Ю.Т.Яныгина.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абаимова Г.П. Раннеордовикские конодонты среднего течения р.Лена. —Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1975.
2. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. —Якутск, 1984.
3. Дубинина С.В. Конодонтовые ассоциации пограничных отложений кембрия и ордовика Малого Каратау (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1982. № 4. С. 47—54.
4. Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г. и др. Ордовик Сибирской платформы. Фауна и стратиграфия Ленской фациальной зоны. —Новосибирск: Наука, 1989.
5. Ковальский В.В., Егоров О.С. О количестве ксенолитов в эксклюзивных кимберлитовых брекчиях и методика их подсчета // Геология и геофизика. 1964. № 11. С. 140—143.
6. Маршинцев В.К., Турский В.Е., Мигалкин К.Н. и др. Особенности распределения ксенолитов в кимберлитовых породах трубки «Удачная» // Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. Ч. 1. —Якутск, 1975. С. 132—146.
7. Москаленко Т.А. Зональное распределение конодонтов в среднем и верхнем ордовике Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1994. № 4. С. 36—43.
8. Тарабукин В.П. Конодонты из ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках Далдыно-Алакитского

- района (восточная часть Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. № 2. С. 102—112.
9. Тарабукин В.П. Оценка эрозионного среза кимберлитовых трубок Накынского поля // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 84—86.
10. Тарабукин В.П. Биостратиграфия и конодонты ордовикских отложений Северо-Востока Азии. ИГАБМ СО РАН. —Якутск, 2006.
11. Тарабукин В.П., Каныгин А.В., Смирнов Д.Л. и др. Находки палеозойских конодонтов в ксенолитах кимберлитовых трубок Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 834—842.
12. Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Хромых В.Г. и др. Фауна и флора силура Заполярья Сибирской платформы. —Новосибирск: Наука, 1986.
13. Aldridge R.J. Llandovery conodonts from the Welsh Borderland // Bull. Brit. Mus. (Nat.Hist.) Geology. 1972. Vol. 22. № 2. Pp. 125—231.
14. An Tai-Xiang, Zhang Fang, Xiang Weida et al. The conodonts from North China and the adjacent regions. Beijing, 1983.
15. An Tai-Xiang, Du Guo-ging, Gao Qin-gin. Ordovician conodonts from Hubei, China. Sci. Rep. Just Geol., Univ. Tsukuba. 1987.
16. Barnes Ch.R. The proposed Cambrian-Ordovician global Boundary stratotype and point (GSSP) in Western Newfoundland, Canada // Geol. Magazine. 1988. Vol. 125. № 4. Pp. 381—414.
17. Bergstrom S.M. Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and Eastern North America // Geol. Soc. Amer. Mem. 1971. № 127. Pp. 83—167.
18. Cocks L.R.M., Lane P.D., Rickards R.B. et al. The Llandovery area as the type for the first Series of the Silurian system // Submission to the Subcommision on Silurian stratigraphy. 1983.
19. Druce E.C., Jones P.J. Cambrian-Ordovician conodonts from the Burke River structural Belt, Queensland // Dept. Nat. Develop., Austral. Bur. Min. Res. Geol., Geophys. Bul. 1971. Bul. 110.
20. Ethington R.L., Clark D.L. Lower Ordovician conodonts in North America // Geol. Soc. Amer. Mem. 1971. № 127. Pp. 63—82.
21. Fahraeus L.E., Nowlan G.S. Frankolian (Late Cambrian) to Early Champilian (Middle Ordovician) conodonts from the Cow Head Group, western Newfoundland // J. Paleontol. 1978. Vol. 52. № 2. Pp. 444—471.
22. Hawthorne J.B. Model of a kimberlite pipe // Phys. Chem. Earth. 1975. № 9. Pp. 1—15.
23. Kaljo D., Heinsalu H., Mens K. et al. Cambrian-Ordovician boundary beds at Tonismagi, Tallin, North Estonia // Geol. Mag. 1988. Vol. 125. № 4. Pp. 457—463.
24. Landing Ed. Highgate Gorge: Upper Cambrian and Lower Ordovician continental slope deposition and biostratigraphy, northwestern Vermont // Ibid. 1983. Vol. 57. № 6. Pp. 1149—1187.
25. Lee H.Y. Conodonts aus der Choson-Gruppe (Unteres Ordovisium) von Korea // Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Abhand. 1970. bd. 136. № 3. S. 303—344.
26. Lofgren A. Arenigian and Llanvirnian conodonts from Lamtland northern Sweden // Fossils and Strata. 1978. № 13.
27. Sweet W.C., Ethington R.L., Barnes C.R. North America Middle and Upper Ordovician conodonts faunas: in Symposium of Conodont Biostratigraphy, W.C. Sweet and S.B. Bergstrom (eds.) Geol. Soc. of America. 1971. Memoir, 127. Pp. 163—193.
28. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W. —London: Conodonta. 1981.



## Петрохимические особенности пограничных отложений нижнего—среднего карбона Западного Верхоянья

Г.В.ИВЕНСЕН, Р.В.КУТЫГИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Изучен впервые химический состав различных типов осадочных пород серджахской и имтанджинской свит нижнего—среднего карбона Западного Верхоянья (бассейн р.Чечим-Бал). Установлено наличие вулканогенного материала дацитового состава во всех типах пород. Применение петрохимических критериев позволило выявить среди вулканитов туфы и тефроиды.

**Ключевые слова:** каменноугольная система, серджахская и имтанджинская свиты, Западное Верхоянье, петрохимические модули, псаммитовый туф, стратиграфия.

Ивенсен Галина Владимировна, g.v.ivenсен@diamond.ysn.ru

Кутыгин Руслан Владимирович, kutygin@diamond.ysn.ru

## Petrochemical features of the boundary deposits from the Lower—Middle Carboniferous of the Western Verkhoyansk Region

G.V.IVENSEN, R.V.KUTYGIN

Chemical composition of different types of the sedimentary rocks of Serdzhakhian Formation and Imtandzhian Formation from the Lower—Middle Carboniferous Western Verkhoyansk (Chechim-Bal River basin) is studied for the first time. Volcanogenic material of dacite composition is identified in all types of the rocks application of petrochemical criteria allowed the identification of tuffs and tephroids among volcanites.

**Key words:** Carboniferous, Serdzhakhian Formation, Imtandzhian Formation, Verkhoyansk Region, petrochemical module, psammitic tuff, stratigraphy.

Объектом исследования послужили отложения серджахской свиты нижнего карбона и нижеимтанджинской подсвиты среднего карбона в разрезах по р.Чечим-Бал и руч.Снежный. Нижний карбон в Западном Верхоянье почти полностью скрыт от наблюдения более молодыми отложениями и только самые верхние слои, отнесенные к серджахской свите [8], обнажаются в верховьях р.Дянышки (р.Чечим-Бал) в своде Куранахского антиклинория (Кыгылтасская антиклиналь). Серджахская свита была выделена Ю.В.Сафоновым и В.С.Гриненко в 1978 г. в ходе геологической съемки масштаба 1:50 000. Поскольку нижняя часть свиты не вскрывается, полные объем и мощность этого стратона до сих пор не установлены. Однако, исходя из ритмичного трансгрессивно-регрессивного строения верхнепалеозойских подразделений верхоянского терригенного комплекса Западного Верхоянья [2], предполагается, что скрытый интервал серджахской свиты является ее регрессивной частью [1]. Палеонтологически свита ранее не была охарактеризована и ее возраст условно обосновывался литологическим сходством с былыкатской свитой в Орулганском антиклинории, содержащей обильную ископаемую флору, позволяющую относить вмещающие отложения к верхневизейскому подъярису и серпуховскому ярусу нижнего карбона. Кроме того, во внимание принималась одновозрастность от-

ложений, перекрывающих серджахскую и былыкатскую свиты, и относимых к нижней части среднего карбона. В начале 2000-х годов стратотипический разрез серджахской свиты послойно изучался И.В.Будниковым, Р.В.Кутыгиным и Л.Г.Перегоедовым (рисунки 1 и 2). Тогда были получены новые данные по лито- и био-стратиграфии этого интервала по р.Чечим-Бал и его притокам (ручьи Снежный, Старый и Крутой). Серджахская свита сложена массивными песчаниками, чередующимися с пачками переслаивания разномасштабных алевролитов, которые вверх по разрезу постепенно становятся более грубозернистыми. В алевролитах серджахской свиты обнаружены двустворки *Wilkingia cf. regularis* (King), которые, по заключению А.С.Бякова, характеризуют визейский и серпуховский ярусы [4], что подтверждает мнение Ю.В.Сафонова и В.С.Гриненко о раннекаменноугольном возрасте свиты.

Вышезалегающая нижеимтанджинская подсвита относительно широко распространена в сводах крупных антиклиналей Куранахской и Бараинской структурно-фациальных подзон Западного Верхоянья, в полном объеме вскрывается на руч.Снежный (обнажение 1и/04). Подсвита резко отличается от подстилающих пород преобладанием морских алевролитов. Нижняя часть подсвиты палеонтологически наиболее полно охарактеризована на руч.Крутой, где

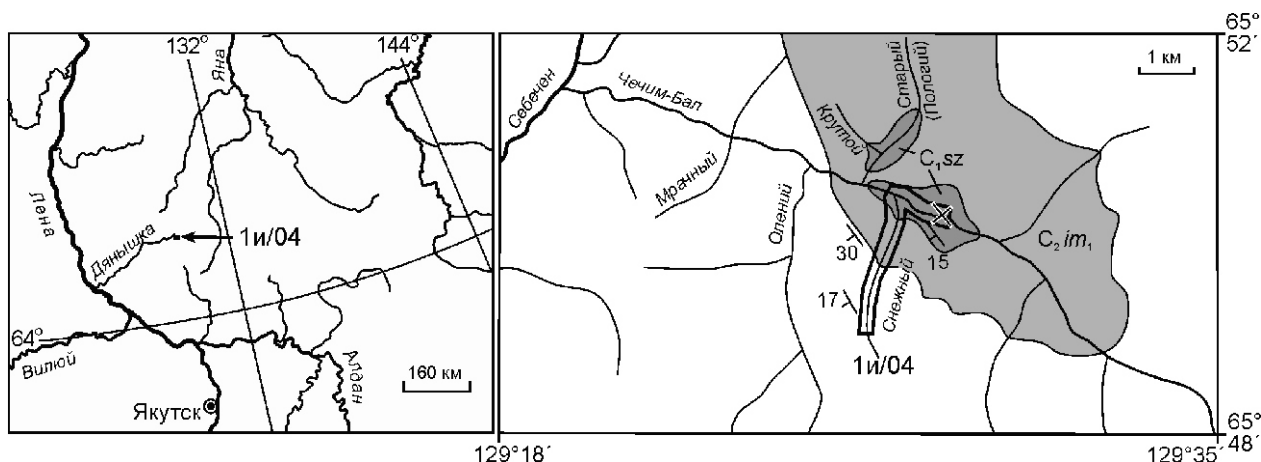
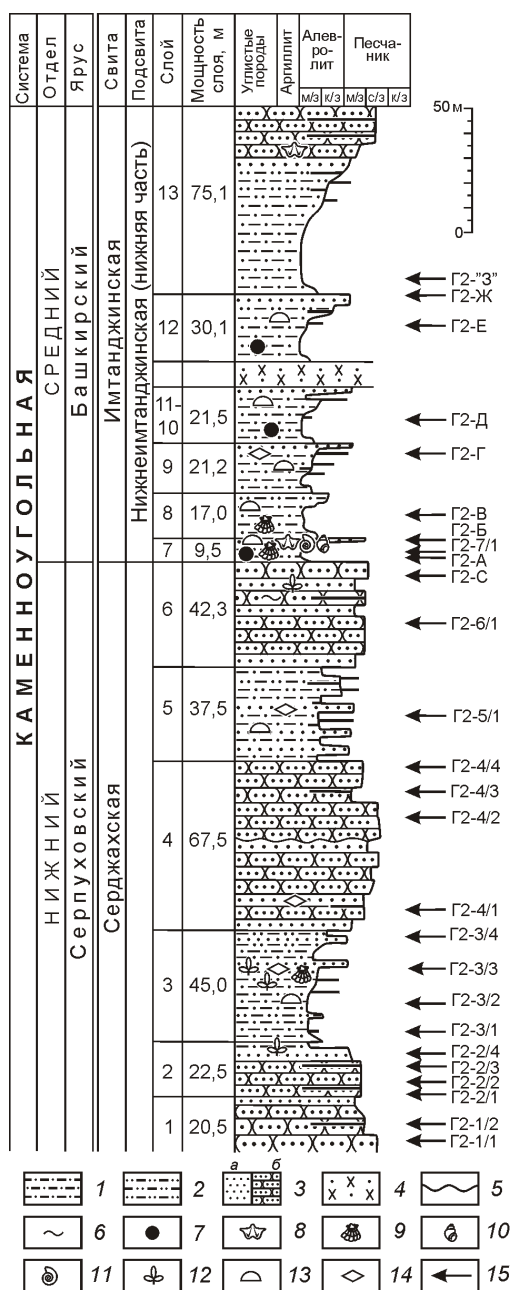


Рис. 1. Схема расположения разреза пограничных ниже-среднекаменноугольных отложений р.Чечим-Бал и руч.Снежный (обнажение 1и/04):

площади распространения:  $C_2im$  — имтанджинская свита, нижняя подсвита,  $C_1sz$  — сержахская свита



вскрываются пограничные слои сержахской и имтанджинской свит. Многочисленные беспозвоночные (брахиоподы, аммоноидеи, наутилоидеи, двусторки и гастроподы), собранные в нижнеимтанджинской подсвите, характерны для башкирского яруса среднего карбона.

Для выяснения петрохимических особенностей отложений изучались химические составы различных типов пород (табл. 1) и рассчитанные для них по определенной системе [9], модули (табл. 2):

гидролизатный  
ГМ ( $Al_2O_3$   $TiO_2$   $Fe_2O_3$   $FeO$   $MnO$ )/ $SiO_2$ ,  
алюмокремневый АМ  $Al_2O_3/SiO_2$ ,  
фемический ФМ ( $Fe_2O_3$   $FeO$   $MgO$   $MnO$ )/ $SiO_2$ ,  
титановый ТМ  $TiO_2/Al_2O_3$ ,  
натриевый НМ  $Na_2O/Al_2O_3$ ,  
калиевый КМ  $K_2O/Al_2O_3$ ,  
щелочной ЦМ  $Na_2O/K_2O$ ,  
нормированной щелочности  
НКМ ( $Na_2O$   $K_2O$ )/ $Al_2O_3$ ,  
железный ЖМ ( $Fe_2O_3$   $FeO$   $MnO$ )/( $Al_2O_3$   $TiO_2$ ).

Рис. 2. Разрез пограничных ниже-среднекаменноугольных отложений р.Чечим-Бал и руч.Снежный (обнажение 1и/04). Составители И.В.Будников, Р.В.Кутыгин, Л.Г.Перегаево (2004):

1 — алевролит; 2 — алевропесчаник; 3 — песчаник; а — слоистый, б — массивный; 4 — диорит-порфирит; 5 — граница внутриформационного перемыка; 6 — линзочки тонкозернистых пород; 7 — стяжения сульфидов; 8 — брахиоподы; 9 — двусторки; 10 — гастроподы; 11 — аммоноидеи; 12 — растительные остатки; 13 — следы деятельности илоедов; 14 — песчаные знаки ряби; 15 — места отбора и номера проб

1. Химический состав ниже-среднекаменноугольных пород р.Чечим-Бал и руч.Снежный (в %)

| Возраст                        | Образец | Порода                                           | 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> | П.П.П. | S    | Сумма  |
|--------------------------------|---------|--------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|------|--------|
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Б    | Псаммит мелко- и среднезернистый                 | 66,12            | 0,35             | 14,26                          | 2,06                           | 3,87 | 0,05 | 1,95 | 0,84  | 5,53              | 2,01             | 0,21                          | 0,27            | 2,14   |      | 99,66  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-С    |                                                  | 72,15            | 0,39             | 14,22                          | 0,81                           | 0,99 | 0,05 | 0,83 | 1,38  | 5,37              | 2,22             | 0,02                          | 0,61            | 1,17   | 0,02 | 100,23 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-2/2  |                                                  | 71,16            | 0,35             | 11,99                          | 0,21                           | 3,10 | 0,00 | 1,03 | 1,80  | 4,33              | 2,72             | 0,27                          | 1,29            | 1,87   |      | 100,12 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-1/2  |                                                  | 65,64            | 0,51             | 13,43                          | 0,05                           | 5,00 | 0,05 | 1,52 | 2,46  | 4,98              | 2,60             | 0,29                          | 1,82            | 2,18   |      | 100,53 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-4/4  |                                                  | 66,45            | 0,50             | 12,97                          | 1,27                           | 4,16 | 0,07 | 1,60 | 2,57  | 4,50              | 1,96             | 0,25                          | 1,25            | 2,73   |      | 100,28 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-2/4  |                                                  | 66,61            | 0,59             | 15,09                          | 0,06                           | 3,16 | 0,05 | 0,23 | 2,99  | 3,43              | 4,26             | 0,32                          | 1,06            | 2,45   |      | 100,30 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-1/1  |                                                  | 66,62            | 0,46             | 11,57                          | 0,00                           | 7,69 | 0,04 | 0,66 | 2,51  | 5,10              | 2,18             | 0,29                          | 1,64            | 1,73   |      | 100,49 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-4/2  | Алевролит крупно-зернистый                       | 67,17            | 0,72             | 12,95                          | 1,05                           | 4,42 | 0,06 | 1,26 | 2,27  | 4,83              | 2,10             | 0,37                          | 0,81            | 2,49   |      | 100,50 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-6/1  |                                                  | 65,06            | 0,70             | 12,55                          | 1,39                           | 5,67 | 0,08 | 2,06 | 2,04  | 4,15              | 1,83             | 0,30                          | 1,27            | 2,76   |      | 99,86  |
|                                | n 9     |                                                  | 67,44            | 0,51             | 13,23                          | 0,77                           | 4,23 | 0,05 | 1,24 | 2,10  | 4,69              | 2,43             | 0,26                          | 1,11            | 2,17   |      | 100,22 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-2/3  |                                                  | 63,84            | 0,50             | 13,56                          | 1,66                           | 3,73 | 0,08 | 1,68 | 2,76  | 3,56              | 3,36             | 0,30                          | 1,58            | 2,76   |      | 99,37  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-2/1  | Алевролит мелкозернистый                         | 65,94            | 0,57             | 15,23                          | 0,37                           | 4,51 | 0,00 | 1,68 | 1,08  | 3,76              | 3,97             | 0,32                          | 0,27            | 2,55   |      | 100,25 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-4/1  |                                                  | 65,64            | 0,51             | 13,40                          | 1,25                           | 3,08 | 0,06 | 1,43 | 3,11  | 3,97              | 2,90             | 0,37                          | 1,28            | 2,75   |      | 99,75  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Ж    |                                                  | 63,48            | 0,52             | 13,15                          | 1,50                           | 4,79 | 0,04 | 2,60 | 3,72  | 3,48              | 1,73             | 0,16                          | 2,20            | 2,49   | 0,06 | 99,92  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-«3»  |                                                  | 57,72            | 0,50             | 10,43                          | 1,13                           | 2,41 | 0,17 | 1,09 | 12,06 | 3,34              | 1,24             | 0,16                          | 8,10            | 1,80   | 0,16 | 100,31 |
|                                | n 5     |                                                  | 63,32            | 0,52             | 13,15                          | 1,18                           | 3,70 | 0,07 | 1,70 | 4,55  | 3,62              | 2,64             | 0,26                          | 2,69            | 2,47   |      | 99,88  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Д    | Алевролит мелкозернистый                         | 61,23            | 0,68             | 16,84                          | 2,02                           | 4,43 | 0,05 | 3,32 | 1,20  | 2,17              | 3,50             | 0,16                          | 0,41            | 4,02   | 0,03 | 100,06 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-3/3  |                                                  | 68,54            | 0,58             | 13,41                          | 0,64                           | 3,84 | 0,00 | 1,76 | 0,96  | 3,27              | 3,33             | 0,40                          | 0,26            | 2,55   |      | 99,54  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-В    |                                                  | 60,93            | 0,95             | 16,83                          | 2,19                           | 3,82 | 0,04 | 2,61 | 0,48  | 1,33              | 4,81             | 0,30                          | 0,27            | 5,43   |      | 99,99  |
|                                | n 3     |                                                  | 63,57            | 0,74             | 15,69                          | 1,62                           | 4,03 | 0,03 | 2,56 | 0,88  | 2,26              | 3,88             | 0,29                          | 0,31            | 4,00   |      | 99,85  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-3/1  | Алевропелит                                      | 56,17            | 0,68             | 16,56                          | 1,39                           | 7,51 | 0,07 | 3,50 | 1,93  | 2,18              | 4,18             | 0,44                          | 0,53            | 5,25   |      | 100,39 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-3/4  |                                                  | 59,74            | 0,80             | 16,81                          | 1,72                           | 4,68 | 0,05 | 2,68 | 0,78  | 2,56              | 4,13             | 0,37                          | 0,26            | 4,76   |      | 99,34  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-3/2  |                                                  | 59,30            | 0,83             | 17,27                          | 1,65                           | 5,17 | 0,05 | 3,21 | 0,78  | 2,29              | 4,23             | 0,40                          | 0,26            | 4,77   |      | 100,21 |
|                                | n 3     |                                                  | 58,40            | 0,77             | 16,88                          | 1,59                           | 5,79 | 0,06 | 3,13 | 1,16  | 2,34              | 4,18             | 0,40                          | 0,35            | 4,93   |      | 99,98  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Г    | Тонко переслаивающиеся разнозернистые алевролиты | 54,92            | 0,53             | 13,04                          | 1,23                           | 3,36 | 0,13 | 1,78 | 8,88  | 2,94              | 3,31             | 0,27                          | 6,55            | 3,52   |      | 100,46 |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Е    |                                                  | 63,82            | 0,64             | 15,25                          | 2,72                           | 2,83 | 0,06 | 2,41 | 2,58  | 2,13              | 3,36             | 0,16                          | 0,83            | 3,51   | 0,09 | 100,39 |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-7/1  |                                                  | 62,43            | 0,82             | 17,70                          | 1,88                           | 2,30 | 0,00 | 1,69 | 0,54  | 2,04              | 5,37             | 0,30                          | 0,55            | 4,07   |      | 99,69  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-4/3  |                                                  | 60,13            | 0,93             | 18,07                          | 1,38                           | 4,44 | 0,04 | 2,34 | 0,72  | 1,56              | 4,89             | 0,32                          | 0,27            | 5,29   |      | 100,38 |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-5/1  |                                                  | 58,52            | 1,22             | 18,58                          | 2,15                           | 2,80 | 0,04 | 1,79 | 0,84  | 1,97              | 5,29             | 0,32                          | 0,26            | 6,22   |      | 100,00 |
|                                | n 5     |                                                  | 59,96            | 0,83             | 16,53                          | 1,87                           | 3,15 | 0,05 | 2,00 | 2,71  | 2,13              | 4,44             | 0,27                          | 1,69            | 4,52   |      | 100,17 |

В таблицах 1 и 2 образцы петрохимически диагностируемые как туфы.



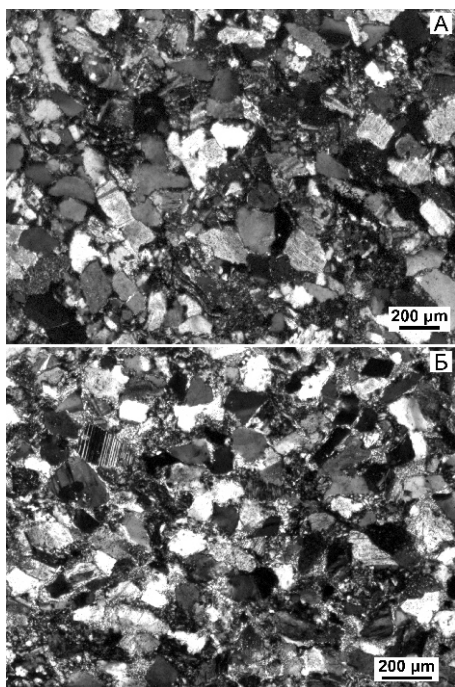
2. Петрохимические модули нижне-среднекаменноугольных пород р.Чечим-Бал и руч.Снежный

| Возраст                        | Образец | Порода                                                | ГМ   | АМ   | ФМ   | ТМ    | НМ   | КМ   | ЩМ   | НКМ  | ЖМ   | Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O, % |
|--------------------------------|---------|-------------------------------------------------------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|---------------------------------------|
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Б    | Псаммит мелко- и среднезернистый                      | 0,31 | 0,22 | 0,12 | 0,025 | 0,39 | 0,14 | 2,75 | 0,53 | 0,41 | 7,54                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-С    |                                                       | 0,23 | 0,20 | 0,04 | 0,027 | 0,38 | 0,16 | 2,42 | 0,53 | 0,13 | 7,59                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-2/2  |                                                       | 0,22 | 0,17 | 0,06 | 0,029 | 0,36 | 0,23 | 1,59 | 0,59 | 0,27 | 7,05                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-1/2  |                                                       | 0,29 | 0,20 | 0,10 | 0,038 | 0,37 | 0,19 | 1,92 | 0,56 | 0,37 | 7,58                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-4/4  |                                                       | 0,29 | 0,20 | 0,11 | 0,039 | 0,35 | 0,15 | 2,30 | 0,50 | 0,41 | 6,46                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-2/4  |                                                       | 0,28 | 0,23 | 0,05 | 0,039 | 0,23 | 0,28 | 0,81 | 0,51 | 0,21 | 7,69                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-1/1  |                                                       | 0,30 | 0,17 | 0,13 | 0,040 | 0,44 | 0,19 | 2,34 | 0,63 | 0,64 | 7,28                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-4/2  |                                                       | 0,29 | 0,19 | 0,10 | 0,056 | 0,37 | 0,16 | 2,30 | 0,54 | 0,40 | 6,93                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-6/1  |                                                       | 0,31 | 0,19 | 0,14 | 0,056 | 0,33 | 0,15 | 2,27 | 0,48 | 0,54 | 5,98                                  |
|                                | n 9     |                                                       | 0,28 | 0,20 | 0,09 | 0,038 | 0,35 | 0,18 | 1,93 | 0,54 | 0,37 | 7,12                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-2/3  | Алевролит крупнозернистый                             | 0,31 | 0,21 | 0,11 | 0,037 | 0,26 | 0,25 | 1,06 | 0,51 | 0,39 | 6,92                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-2/1  |                                                       | 0,31 | 0,23 | 0,10 | 0,037 | 0,25 | 0,26 | 0,95 | 0,51 | 0,31 | 7,73                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-4/1  |                                                       | 0,28 | 0,20 | 0,09 | 0,038 | 0,30 | 0,22 | 1,37 | 0,51 | 0,32 | 6,87                                  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Ж    |                                                       | 0,32 | 0,21 | 0,14 | 0,040 | 0,26 | 0,13 | 2,01 | 0,40 | 0,46 | 5,21                                  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-«3»  |                                                       | 0,25 | 0,18 | 0,08 | 0,048 | 0,32 | 0,12 | 2,69 | 0,44 | 0,34 | 4,58                                  |
|                                | n 5     |                                                       | 0,29 | 0,21 | 0,11 | 0,040 | 0,28 | 0,20 | 1,37 | 0,48 | 0,36 | 6,26                                  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Д    | Алевролит мелкозернистый                              | 0,39 | 0,28 | 0,16 | 0,040 | 0,13 | 0,21 | 0,62 | 0,34 | 0,37 | 5,67                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-3/3  |                                                       | 0,27 | 0,20 | 0,09 | 0,043 | 0,24 | 0,25 | 0,98 | 0,49 | 0,32 | 6,60                                  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-В    |                                                       | 0,39 | 0,28 | 0,14 | 0,056 | 0,08 | 0,29 | 0,28 | 0,36 | 0,34 | 6,14                                  |
|                                | n 3     |                                                       | 0,35 | 0,25 | 0,13 | 0,047 | 0,14 | 0,25 | 0,58 | 0,39 | 0,35 | 6,14                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-3/1  | Алевропелит                                           | 0,47 | 0,29 | 0,22 | 0,041 | 0,13 | 0,25 | 0,52 | 0,38 | 0,52 | 6,36                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-3/4  |                                                       | 0,40 | 0,28 | 0,15 | 0,048 | 0,15 | 0,25 | 0,62 | 0,40 | 0,37 | 6,69                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-3/2  |                                                       | 0,42 | 0,29 | 0,17 | 0,048 | 0,13 | 0,24 | 0,54 | 0,38 | 0,38 | 6,52                                  |
|                                | n 3     |                                                       | 0,43 | 0,29 | 0,18 | 0,046 | 0,14 | 0,25 | 0,56 | 0,39 | 0,42 | 6,52                                  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Г    | Тонко переслаивающиеся раз-<br>нозернистые алевролиты | 0,33 | 0,24 | 0,12 | 0,041 | 0,23 | 0,25 | 0,89 | 0,48 | 0,35 | 6,25                                  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-Е    |                                                       | 0,34 | 0,24 | 0,13 | 0,042 | 0,14 | 0,22 | 0,63 | 0,36 | 0,35 | 5,49                                  |
| C <sub>2</sub> im <sub>1</sub> | Г2-7/1  |                                                       | 0,36 | 0,28 | 0,09 | 0,046 | 0,12 | 0,30 | 0,38 | 0,42 | 0,23 | 7,41                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-4/3  |                                                       | 0,41 | 0,30 | 0,14 | 0,051 | 0,09 | 0,27 | 0,32 | 0,36 | 0,31 | 6,45                                  |
| C <sub>1</sub> sz              | Г2-5/1  |                                                       | 0,42 | 0,32 | 0,12 | 0,066 | 0,11 | 0,28 | 0,37 | 0,39 | 0,25 | 7,26                                  |
|                                | n 5     |                                                       | 0,37 | 0,28 | 0,12 | 0,050 | 0,13 | 0,27 | 0,48 | 0,40 | 0,29 | 6,57                                  |

При сравнительном анализе использовались средние химические составы дацитов [7] и песчаников [5].

Все изученные породы были разделены на несколько групп (см. табл. 2). В отдельную группу включены образования, представленные тонким переслаиванием мелко- и крупнозернистых алевролитов. И хотя каждая группа пород обладает только ей присущими петрохимическими особенностями, общим для всех является высокое содержание щелочей и относительно низкое железа, титана и магния, что не характерно для нормальных осадочных пород. Различия между химическими составами средне- и нижнекаменноугольных пород не выявлены.

Псаммиты выделяются самым высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (среднее 67,44%) и щелочей (среднее 7,12%). В сумме последних преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$  (среднее значение  $\text{ЩМ}$  1,93). По значениям ГМ они почти все являются силитами. Значения ТМ изменяются в широких пределах от 0,025 до 0,056. По совокупности признаков среди псаммитов выделены туфы и тефроида. К туфам относятся три образца (Г2-Б, Г2-С, Г2-2/2), у которых самые низкие значения ТМ. Обломочный материал туфов не окатан и не отсортирован (рис. 3). Их формирование, вероятно, происходило в относительно спокойных гидродинамических условиях в результате непосредственного осаждения пирокластического материала в морской среде. Все остальные образцы псаммитов



**Рис. 3. Псаммитовые альбитизированные туфы с пирокластической дацитового состава (николи):**

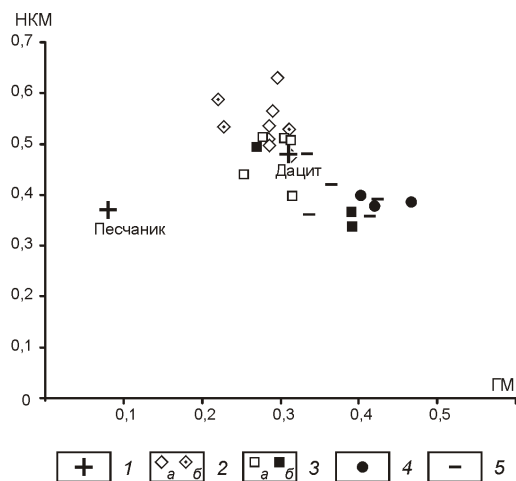
А — обр.Г2-Б, Западное Верхоянье, р.Чечим-Бал, руч.Снежный, средний карбон, основание имтанджинской свиты; Б — обр.Г2-С, там же, нижний карбон, верхняя часть сержахской свиты

авторы отнесли к тефроидам. У них выше значения ТМ при высоком содержании щелочей. Тефроиды состоят из того же пирокластического материала, что и туфы, но подвергнувшегося незначительной обработке в подвижной гидродинамической среде, в результате чего произошла частичная потеря легкоподвижных элементов и накопление устойчивых (титан, железо), что подтверждается более высокими значениями ТМ и ЖМ. На модульной диаграмме в координатах ГМ—НКМ точки химических составов псаммитов располагаются в непосредственной близости от точки среднего химического состава дацитов [7] (рис. 4). Наблюдаемый некоторый разброс точек обусловлен постседиментационными процессами, в основном альбитизацией (ЩМ 1), что также характерно для вулканитов. В образце Г2-2/4 отмечается процесс адуляризации, вызвавший увеличение содержания  $\text{K}_2\text{O}$  (КМ 0,28) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (АМ 0,23). Изученные псаммиты по химическому составу резко отличаются и от аркозов, и от среднего песчаника. В обломочной части аркозов присутствует большое количество калиевых полевых шпатов, поэтому высоки значения КМ 0,32 при НМ 0,17 и ЩМ 0,54, а сумма щелочей составляет 4,3% [5], а в среднем песчанике по Ф.Кларку [5] щелочей содержится всего 1,77% при преобладании  $\text{K}_2\text{O}$  (НМ 0,09, КМ 0,28, ЩМ 0,34), что является результатом длительного переноса обломочного материала.

Алевролиты крупнозернистые, по химическому составу близки к псаммитам, но в них щелочей содержится меньше (в среднем 6,26%) и, хотя в сумме щелочей преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$ , значения ЩМ 1,37 в среднем ниже, чем в псаммитах. Кроме того, они содержат меньше  $\text{SiO}_2$  и больше  $\text{MgO}$ . Значения ТМ невысоки, в среднем 0,04. На модульной диаграмме в координатах ГМ—НКМ точки их химических составов располагаются в непосредственной близости от точки среднего химического состава дацитов. Для крупнозернистых алевролитов также характерен процесс альбитизации, но в меньшей степени, чем для псаммитов. Все эти особенности позволяют крупнозернистые алевролиты считать тефроидами.

Мелкозернистые алевролиты щелочей содержат много (среднее значение 6,14%), но меньше, чем в псаммитах и крупнозернистых алевролитах, и в сумме щелочей преобладает  $\text{K}_2\text{O}$  (ЩМ 1). В их химическом составе несколько повышены содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ . Высокое содержание щелочей свидетельствует о том, что обломочный материал не подвергался выветриванию и длительному переносу.

Алевропелиты характеризуются самым низким содержанием  $\text{SiO}_2$  и самым высоким —  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ . Щелочей содержится много (6%), но в сумме преобладает  $\text{K}_2\text{O}$  (ЩМ 1). Из трех образцов два содержат  $\text{MgO}$  3%, т.е. являются псевдосиаллитами, а, по мнению Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [9], среди нормальных осадочных пород таких составов не встречается. В большинстве случаев псевдосиаллиты



**Рис. 4.** Модульная диаграмма ГМ—НКМ для пограничных ниже-среднекаменноугольных пород Западного Верхоянья:

1 — точки средних химических составов дацитов [7] и песчаников по Ф.Кларку [5]; 2 — псаммитовые породы: а — тефроида, б — туфы; 3 — алевролиты: а — крупнозернистые, б — мелкозернистые; 4 — алевропелиты; 5 — породы тонкого переслаивания мелко- и крупнозернистых алевролитов

являются породами пирогенными. На модульной диаграмме точки химических составов алевропелитов попадают в единое корреляционное поле с псаммитами и алевролитами.

В образцах, представляющих собой тонкое переслаивание разномасштабных алевролитов, в сумме щелочей значительно преобладает  $K_2O$  (ЩМ 0,48), содержание  $SiO_2$  ниже, чем в предыдущих группах, а  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  выше. На модульной диаграмме точки их химических составов располагаются между точками химических составов алевролитов и алевропелитов.

В результате изучения ниже-среднекаменноугольных отложений Западного Верхоянья были выявлены некоторые особенности химических составов, отличающие их от нормальных осадочных пород. Самое главное — это высокое содержание щелочей во всех типах пород. Причем в псаммитах и крупнозернистых алевролитах в сумме щелочей преобладает  $Na_2O$ , а в мелкозернистых алевролитах и алевропелитах —  $K_2O$ . Это связано главным образом с перераспределением щелочей при постседиментационных процессах. Как правило,  $Na_2O$  мигрирует из менее проницаемых пород в более пористые, поэтому в псаммитах и крупнозернистых алевролитах широко развит процесс альбитизации, что не наблюдается в мелкозернистых алевролитах и алевропелитах [3]. Высокое содержание щелочей свидетельствует о том, что обломочный материал не подвергался выветриванию и длительному переносу. Это же подтверждают и невысокие значения ТМ, причем значения этого модуля выше в алевропелитах, чем в псаммитах, что не характерно для нормальных осадочных пород. На отдельных стратиграфических уровнях

среди псаммитовых отложений присутствуют породы с очень низкими значениями ТМ. По комплексу признаков они отнесены к туфам дацитового состава, когда осаждение пирокластического материала происходило в морской среде при спокойном гидродинамическом режиме. Все остальные породы являются тефроидами, поскольку они, судя по более высоким значениям ТМ, сложены обломками, испытывавшими воздействие активной гидродинамической среды. Железа в образцах содержится относительно немного и в сумме преобладает  $FeO$ , а в нормальных осадочных породах железо присутствует преимущественно в трехвалентном состоянии.

Выявлена общая зависимость химического состава от размеров обломков пород, с уменьшением которых (псаммиты алевролиты крупнозернистые алевролиты мелкозернистые алевропелиты) происходит сокращение содержания кремнезема и увеличение  $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ .

Значения петрохимических модулей изученных образцов близки к петрохимическим модулям дацитов, особенно у псаммитов и крупнозернистых алевролитов. Все точки химических составов образцов на модульной диаграмме ГМ—НКМ попадают в единое корреляционное поле (см. рис. 4), что позволяет предполагать наличие пирокластического материала дацитового состава во всех типах пород, а закономерные изменения в химическом составе пород разных гранулометрических классов обусловлены дифференциацией пепла.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. — М.: Наука, 1983.
2. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. и др. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (закономерности осадконакопления, районирование, корреляция) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 86—92.
3. Ивсен Г.В., Кутыгин Р.В. Изменение химического состава пород как функция возраста // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Мат-лы 6-го Всероссийского литологического совещания. Т. 1. — Казань, 2011. С. 343—346.
4. Кутыгин Р.В. Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 66—74.
5. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. — М.: Мир, 1976. Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / Под ред. Т.Н.Корень, Г.В.Котляр. — С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
6. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, 1986.
7. Соломина Р.В. Каменноугольная система / Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-52, 53, Верхоянск. — Л., 1984. С. 9—13.
8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — С-Пб: Наука, 2000.



## **Динамика сейсмогенных структур Индигиро-Колымского (Охотского) сегмента зоны хр.Черского**

Л.П.ИМАЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры (ИЗК) СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128), Б.М.КОЗЬМИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), В.С.ИМАЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры (ИЗК) СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

Коллизия Евразийской и Североамериканской литосферных плит на северо-востоке Азии способствует развитию режима транспрессии, чему содействует активный индентор — Колымо-Омолонский супертеррейн. Ранее авторы исследовали его влияние на ряд блоков Яно-Индигирского сегмента хр.Черского, который выжимался по латерали вдоль правых сдвигов к северо-западу. В настоящей статье рассмотрены структурно-тектоническое строение, современный рельеф, сейсмичность, сейсмогенные разломы, поля тектонических напряжений и динамика блоков другого Индигиро-Колымского (Охотского) сегмента хр.Черского. Выявлено, что названный индентор также вызывает здесь смещение блоков, но уже в противоположном юго-восточном направлении вдоль левых сдвигов. В итоге, на границах упомянутых плит, формируются крупные сейсмогенерирующие структуры с максимальным сейсмическим потенциалом. Результаты данного исследования позволяют существенно обновить модель современной геодинамики зоны хр. Черского и прогноризировать характер региональных сейсмотектонических процессов.

*Ключевые слова:* геодинамика, сейсмотектоническая зона хр.Черского, активные разломы, сейсмичность, индентор, динамика сейсмогенных структур.

Имаева Людмила Петровна, [imaeva@crust.irk.ru](mailto:imaeva@crust.irk.ru)

Козьмин Борис Михайлович, [b.m.kozmin@diamond.ysn.ru](mailto:b.m.kozmin@diamond.ysn.ru)

Имаев Валерий Сулейманович, [imaev@crust.irk.ru](mailto:imaev@crust.irk.ru)

## **Dynamics of seismogenic structures of the Indigirka-Kolyma (Okhotsk) segment of the Chersky Range zone**

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

The collision between the Eurasian and North American lithospheric plates provided for maintaining the transpression regime in Northeast Asia. The Kolyma-Omolon superterrane, being an active indenter, plays an important role in this process. Earlier the authors studied the effect of the indenter on some blocks of the Yana-Indigirka segment of the Chersky Range, which were squeezed out laterally along dextral strike slips toward northwest. In this paper, tectonic structure, modern relief, seismicity, seismogenic faults, tectonic stress fields and dynamics of the blocks of another the Indigirka-Kolyma (Okhotsk) segment of the Chersky Range are discussed. It is found that the above-mentioned indenter causes the displacement of this segment blocks too but in the opposite southeastward direction along sinistral strike-slip faults. As a result, major seismogenerating structures with a maximum seismic potential form at the boundaries of the cited plates. The results of this study permit updating significantly the modern geodynamic model of the Chersky Range zone and predicting the nature of regional seismotectonic processes.

*Key words:* geodynamics, Chersky seismotectonic zone, active faults, seismicity, indenter, dynamics of seismogenic structures.

Ранее рассматривался характер взаимодействия Евразийской и Североамериканской литосферных плит на Северо-Востоке Азии, который соответствовал режиму транспрессии [6, 7]. При этом было выявлено активное внедрение Колымо-Омолонского супертеррейна (Североамериканская плита), как индентора, в пределы сейсмотектонической зоны хр.Черского (Евразийская плита). Его воздействие отразилось на северо-западном фланге зоны хр.Черского в виде выжимания блоков Яно-Индигирского сегмента в северо-западном направлении по системе правых сдвигов.

В настоящей статье рассматривается главным образом юго-восточный фланг зоны хр.Черского, который тяготеет к континентальной северной части Охотоморской плиты, структурно представленной Охотским кратонным террейном. Он располагается к востоку от Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, от которого отделен Билякчанским разломом северо-восточного простираения. Фундамент Охотского террейна сложен архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фа-

ций метаморфизма. Большая часть террейна перекрыта полого залегающими континентальными вулканитами Охотско-Чукотского пояса [9]. Охотоморская плита включает также акваторию Охотского моря и примыкающие районы Западной Камчатки, Курил, восточной части островов Хоккайдо и Восточного Сахалина.

Цель настоящей работы — изучение динамики сейсмогенных структур Индигиро-Колымского (Охотского) сегмента на юго-востоке зоны хр.Черского, входящего в состав Охотского террейна (блока). Эти данные дополняют ранее полученные сведения для Яно-Индигирского сегмента на северо-западе зоны хр.Черского и позволят получить более достоверную общую динамическую картину взаимодействия литосферных плит и блоков при их столкновении на северо-востоке Азии.

**Морфотектоника.** В морфотектоническом плане Индигиро-Колымский или Охотский сегмент представлен с запада субмеридиональной Кетандино-Ульбейской морфоструктурой (хребты: Охотский, Кетандинский, Кухтуйский и др.), контролируемой системой генеральных разломов правосдвиговой кинематики (Кетандинский и Нют-Ульбейский, см. рисунок). К востоку в субширотном направлении эта горная область продолжается Колымским нагорьем, занимающим территорию между р.Колыма и Охотским морем, где северо-восточной границей рассматриваемого сегмента является система разлома Улахан [5]. Ориентация в пространстве основных орографических единиц сегмента на западной границе подчиняется общему плану их конформной глубинной структуры. Узкие своды-блоки, вытянутые в субмеридиональном направлении, разделены зонами глубинных разломов этого же простирания. Преобладающий генетический тип рельефа — среднегорье с абсолютными высотами до 2000 м. Его отличительными чертами являются резкость форм, глубина и густота расчленения, преобладание гребневидных скалистых водоразделов и крутых обнаженных склонов, покрытых густой сетью эрозионных борозд. К западу и востоку от Кетандино-Ульбейской морфоструктуры развито низкогорье с высотами 1000—1300 м и относительными превышениями 500—600 м. При незначительных абсолютных высотах рельеф здесь также отличается большой густотой и глубиной расчленения.

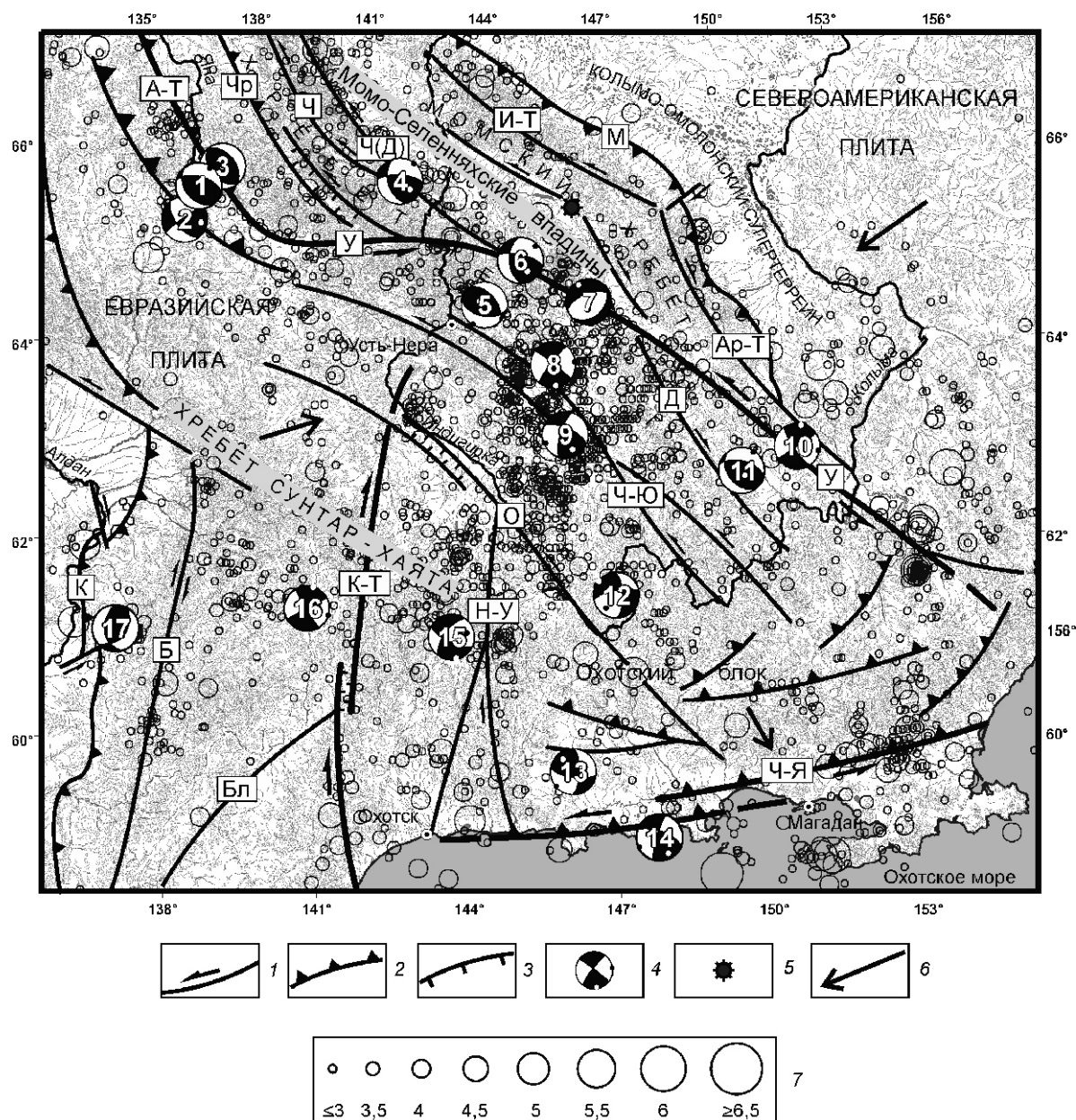
К северу Кетандино-Ульбейскую горную область сменяет дуговое образование хр.Сунтар-Хаята. Это монолитный компактный хребет, где высоко поднятые блоки (до 2959 м) разделены поперечными прогибами с более низким рельефом. В восточной половине хребта развито альпинотипное высокогорье. Здесь господствуют узкие скалистые и гребневидные водоразделы, изъеденные многочисленными свежими карами небольшого размера. Склоны водоразделов крутые, лишены растительности, покрыты густой сетью эрозионных борозд. Большая крутизна склонов и интенсивное

физическое выветривание обусловили значительную рельефообразующую роль гравитационных процессов. Характер рельефа северного и южного склонов восточного фланга хр.Сунтар-Хаята одинаков. На западном фланге проявляется резкая граница в облике рельефа северо-восточного и юго-западного склонов. Для северо-восточного склона характерны сравнительно небольшие (до 700 м) относительные превышения. Водоразделы широкие, массивные, с ровными выпуклыми склонами. Густота расчленения незначительна. Совершенно иной облик имеет юго-западный склон этого хребта. Здесь при густом и глубоком расчленении рельефа (до 1000—1500 м) водоразделы узкие, скалистые, гребневидные, извилистых очертаний. Несмотря на значительные высоты района, ледниковые формы на водоразделах занимают лишь небольшую территорию. Средне- и низкогорный рельеф в названной структуре распространен ограниченно. Лишь с севера и северо-востока хр.Сунтар-Хаята окаймляется денудационно-тектоническим средне- и низкогорьем. Среднегорный рельеф характерен и для поперечных прогибов в пределах хребта. Граница между типами рельефа тектоническая.

Среди низкогорья в северной части Кетандино-Ульбейской зоны на границе с горной системой хр.Черского (бассейн верховьев левых притоков р.Индигирка) выделяются две крупные впадины кольцевой формы (Агаяканская и Куйдусунская). Рельеф их выположен по сравнению с окружающим пространством (высоты 600—1000 м) и представлен конечно-моренными валами с большим количеством озер. Впадины заполнены мощной толщей ледниковых отложений с редкими останцами, сложенными коренными породами.

Своеобразный элемент Колымского нагорья — Купкинская структура центрального типа, приуроченная к юго-восточному окончанию генерального разлома Улахан. Она интересна тем, что включает не только вулканиты и интрузивы гранитов позднемелового возраста, но и более древние мезозойские комплексы. Так, в центральной части Купкинской структуры (на правом берегу р.Колыма) породы триаса и юры образуют дугообразные в плане полосы. Примечательно, что область понижения в центре купола пространственно совпадает с площадью развития позднемеловых вулканитов, что позволяет предполагать существование здесь круговой депрессии (вулканотектонической впадины), заполненной эффузивами. Широко распространены в пределах морфоструктуры крупные массивы гранитов, гранодиоритов, диоритов ранне- и позднемелового возраста. Морфологически структура представляет собой сводовое поднятие, осложненное системой наложенных дуговых и линейных грабенов и горстов, связанных с зонами разломов. При ее неотектонических ротационных подвижках, вероятно, произошел срыв осадочного чехла и препарирование внешнего обрамления, к которому в современное время приурочены





### Схема сейсмотектоники Индиги́ро-Колы́мского (Охотского) сегмента сейсмотектонической зоны Черского:

разломы: 1 — сдвиги (Ар-Т — Арга-Тасский, Б — Бурхалинский, Бл — Билякчанский, Д — Дарпир, И-Т — Илин-Тасский, Кт — Кетандинский, Н-У — Нют-Ульбейский, О — Оймяконский, У — Улахан, Ч — Чема́лгинский, Ч(Д) — Чиба-галахский (Догдинский), Чр — Чаркынский, Ч-Ю — Чай-Юреинский, Ч-Я — Челомджа-Ямский); 2 — надвиги (А-Т — Адыча-Тарынский, К — Нелькано-Кыллахский, М — Мятисский); 3 — сбросы; 4 — стереограммы механизма очагов землетрясений (1—17 соответствуют данным таблицы), внутри стереограмм: белое — области вступления волн разряжения; черное — волны сжатия; белая точка — положение оси напряжений растяжения  $\sigma_1$ ; черная — оси напряжений сжатия  $\sigma_3$ ; 5 — вулкан Балаган-Тас; 6 — направление движения плит и блоков [5, 8, 13, 14]; 7 — эпицентры землетрясений с магнитудой  $M$  3—6,5 (шкала Рихтера) по данным Геофизической службы РАН и Якутского Филиала ГС СО РАН [5, 17]

крупные долины рек Буюнда и Большая Купка (правые притоки р.Колыма) [5].

**Сейсмичность.** Пространственное распределение сейсмичности в Индиги́ро-Колы́мском (Охотском) сегменте позволяет обособить в его пределах зоны повышенной сейсмотектонической активности, где основную роль играют активные разломы, сопровождаемые сейсмическими событиями. К ним относятся три зоны

в виде протяженных диффузных полос эпицентров землетрясений, приуроченные к областям динамического влияния разломов, ограничивающих Охотский блок треугольной формы с запада, северо-востока и юга (см. рисунок). В первой из них землетрясения концентрируются вдоль Кетандино-Ульбейской системы сдвигов (Кетандинский, Нют-Ульбейский и др.) суб-долготной ориентации. Фокальные механизмы земле-



трясений, возникших здесь в 1971 и 1984 годах (стереограммы 15 и 16, см. рисунок и таблицу), имели восток-северо-восточную ориентацию напряжений сжатия и правосдвиговые смещения в их очагах. Вторая полоса сейсмичности приурочена к Индигино-Колымской системе разломов в хр.Черского (крупные сдвиги северо-западного простирания: Улахан, Чай-Юреинский, Дарпир и др.) [5]. Большинство крупных сейсмических событий в 1970—1992 гг. произошло в областях влияния разломов Улахан и Чай-Юреинский, при этом чаще кинематика движений в очагах землетрясений по данным фокальных механизмов соответствовала левым сдвигам (стереограммы 5—11), а сжимающие усилия действовали в северо-восточном направлении [5, 8]. Третья относится к зоне влияния близширотного Челомджа-Ямского левого сдвига со взбросовой компонентой. Механизм очага землетрясения 2001 г. (стереограмма 14, см. таблицу), эпицентр которого тяготеет к данному разрыву, также соответствовал левобокowym перемещениям в его очаге. Восточный фланг этого разлома сечет Ланково-Омолонский правый сдвиг, трассируемый к северо-востоку от Челомджа-Ямского дизъюнктива параллельно береговой линии Охотского моря. С юга к ним примыкает субширотная Северо-Охотоморская система разломов, развитая в акватории прибрежной части Охотского моря между полуостровами Лисянского и Пьягина. Системы тектонических нарушений отчетливо выделяются в геофизических полях [2, 12].

К наиболее мобильным среди названных зон (свыше 10 000 сейсмических событий) относится северо-восточная граница Охотоморского блока, находящаяся в зоне контакта Североамериканской и Охотоморской плит и составляющая юго-восточный фланг сеймотектонической зоны хр.Черского. Меньший уровень сейсмичности (не более 400 толчков) отмечен на западной границе блока в Кетандино-Ульбейской зоне. Повышенная плотность землетрясений (около 2000 подземных толчков) фиксируется также на южной границе блока, где скопление эпицентров землетрясений наблюдается вдоль побережья Охотского моря от г.Охотск до пос.Палана на западном берегу Камчатки и в прибрежной к нему северной части ложа Охотского моря, совпадая по простиранию с древней сейсмофокальной зоной [9, 12]. Все сейсмические события Охотского блока происходили на глубине до 30 км в пределах земной коры [5].

Точка тройного сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской плит приходится на северо-западную окраину Охотского блока вблизи р.Индигирка, где 18 мая 1971 г. произошло самое крупное на Северо-Востоке Азии Артыкское землетрясение с  $M$  6,6—6,8. Эпицентр данного события приурочен к области динамического влияния Чай-Юреинского разлома. Интенсивность подземного толчка в эпицентре 9 баллов (шкала MSK-64) [8, 14]. В его плейстосейстовой зоне на участке в 18 км<sup>2</sup> произошли массовые

оползни и срывы поверхностного грунта и камнепады, образовались грязевые потоки с толщиной наносов до 5—7 м. Толчок ощущался на территории площадью до 1 млн.км<sup>2</sup>. Распределение его афтершоков по глубине выявило практически вертикальную плоскость скольжения Чай-Юреинского разлома, что является характерным признаком сдвига. Это подтверждает также фокальный механизм Артыкского землетрясения (стереограмма 8, см. рисунок).

Южная часть Охотоморской плиты, включающая ложе Охотского моря, представляет собой ее жесткое ядро, которое фактически асейсмично [8]. Однако края этой части плиты являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет «асейсмичное окно» на дне Охотского моря между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения.

**Активные разломы.** Совместный анализ параметров фокальных механизмов сильных землетрясений и морфо-кинематических характеристик активных разломов (см. рисунок), развитых в пределах Индигино-Колымского (Охотского) блока, указывает на широкое развитие здесь горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем. При этом вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения фиксируются вдоль северо-восточной границы Охотского блока в подвижной разломной системе Улахан [5]. Она вытянута с северо-запада на юго-восток вдоль юго-западного борта Момо-Селенныхских впадин. Ее краевыми элементами на северо-западе являются разломы Чаркынский, Чемалгинский и Чибалахский (Догдинский), а на юго-востоке — Дарпир и Улахан. В центральной части ширина области динамического влияния системы строго выдержана и составляет примерно 60—70 км. На обоих концах системы Улахан, где фиксируются структуры типа «конского хвоста», ширина области динамического влияния увеличивается до 1000—1200 км. Общая длина всей названной тектонической системы 1500 км. Ее структурный рисунок имеет следующие закономерности: на обоих флангах фиксируется ряд деструктивных полей размерами 30–40 км, в местах пересечения разломов образуются обширные овалообразные области (100–60 км), в центральной части присутствуют вытянутые по простиранию разлома поля со стабильными участками размером 100–50 км.

На всем протяжении система Улахан сейсмически активна. Возрастание сейсмической активности отмечается в местах сочленения разломов (разломных узлах) Чибалахского (Догдинского) и Чемалгинского, а также Улахан и Дарпир. При этом наблюдается смещение эпицентров землетрясений от трассы этой дизъюнктивной системы к линии поднятий, окаймляющих Момо-Селенныхские впадины. Мо-

# Параметры фокальных механизмов землетрясений юго-восточного фланга зоны хр.Черского

| Год, месяц,<br>число | Координаты<br>эпицентра   |                             | М   | Тектонические напряжения |    |     |    |     |    | Подвижка<br>в очаге | Источ-<br>ник |
|----------------------|---------------------------|-----------------------------|-----|--------------------------|----|-----|----|-----|----|---------------------|---------------|
|                      | Север-<br>ная ши-<br>рота | Восточ-<br>ная дол-<br>гота |     | 1                        |    | 2   |    | 3   |    |                     |               |
|                      |                           |                             |     | Az                       | Pl | Az  | Pl | Az  | Pl |                     |               |
| 1. 1951,02,12        | 65,0                      | 137,0                       | 6,4 | 80                       | 67 | 316 | 13 | 222 | 19 | Взброс              | [14]          |
| 2. 1981,08,29        | 65,5                      | 136,4                       | 4,7 | 101                      | 28 | 245 | 57 | 03  | 17 | Взбросо-<br>сдвиг   | [8]           |
| 3. 1959,10,30        | 66,0                      | 137,5                       | 5,2 | —                        | 90 | 320 | 00 | 230 | 00 | Взброс              | [14]          |
| 4. 1968,09,09        | 66,2                      | 142,1                       | 5,0 | 130                      | 43 | 300 | 46 | 38  | 07 | Взбросо-<br>сдвиг   | [8, 14]       |
| 5. 1979,10,07        | 65,0                      | 144,0                       | 4,8 | 304                      | 69 | 120 | 21 | 211 | 02 | Взброс              | [8, 14]       |
| 6. 1985,06,24        | 65,3                      | 144,7                       | 4,6 | 148                      | 44 | 304 | 44 | 46  | 12 | Сдвиго-<br>взброс   | [8, 14]       |
| 7. 1990,11,02        | 64,8                      | 146,6                       | 4,6 | 329                      | 15 | 62  | 12 | 190 | 71 | Сброс               | [14]          |
| 8. 1971,05,18        | 64,0                      | 146,1                       | 6,6 | 172                      | 09 | 334 | 80 | 82  | 03 | Сдвиг               | [8, 14]       |
| 9. 1970,06,05        | 63,3                      | 146,2                       | 5,4 | 154                      | 30 | 346 | 60 | 247 | 06 | Сдвиг               | [8]           |
| 10. 1974,06,19       | 63,2                      | 151,0                       | 4,9 | 10                       | 08 | 236 | 78 | 101 | 08 | Сдвиг               | [8]           |
| 11. 1983,03,25       | 63,6                      | 149,9                       | 4,7 | 144                      | 69 | 298 | 18 | 32  | 09 | Взброс              | [8]           |
| 12. 1972,01,13       | 61,9                      | 147,0                       | 5,3 | 309                      | 02 | 44  | 60 | 219 | 29 | Сдвиг               | [8, 14]       |
| 13. 1989,04,09       | 59,9                      | 145,2                       | 4,8 | 320                      | 30 | 136 | 60 | 230 | 02 | Взбросо-<br>сдвиг   | [14]          |
| 14. 2001,01,07       | 59,6                      | 146,9                       | 5,1 | 151                      | 22 | 353 | 66 | 245 | 08 | Сдвиго-<br>взброс   | [14]          |
| 15. 1986,12,18       | 61,3                      | 143,7                       | 4,6 | 168                      | 06 | 265 | 57 | 75  | 32 | Сбросо-<br>сдвиг    | [14]          |
| 16. 1971,09,30       | 61,6                      | 140,4                       | 5,5 | 16                       | 00 | 283 | 88 | 107 | 01 | Сдвиг               | [8]           |
| 17. 1951,04,14       | 61,2                      | 136,5                       | 6,5 | 36                       | 62 | 218 | 27 | 128 | 01 | Взброс              | [14]          |

Примечание. М — землетрясения по шкале Рихтера; 1, 2, 3 — оси тектонических напряжений (растяжения, нормальные и сжатия соответственно); Az — азимут простирания оси напряжения, Pl — угол наклона оси напряжения к горизонту.

бильность рассматриваемой структуры также подчеркивается наличием здесь следов сильных современных землетрясений в виде обвалов, осыпей и камнепадов и других, а также крупных сейсмических событий прошлого (свыше 20 палеосейсмодислокаций и сейсмопроявлений возрастом от 1 тыс.лет и меньше). Характерной особенностью строения системы Улахан является ее эшелонированность, представленная серией левосдвиговых кулис, в полостях растяжения которых в современное время возникла цепочка молодых мини-впадин «pull-apart» (Верхнеэриkitская, Бугчанская, Верхнесударская, Верхне-лыглыхтахская и др.). Разлом Улахан также отчетливо выражен в гидрографии левосторонним смещением притоков рек Колыма, Индигирка и Мома до 24 км, наблюдаемом на космоснимках и топографических картах. Примерно на такое же расстояние сдвинуты влево русла верховьев рек Рассоха и Омуклевка (бассейн р.Ясачная, левый приток р.Колыма)

при пересечении их трассой Улахана. Если предположить, что начало заложения местной гидросети относится к среднему плейстоцену (около 2,5—5,0 млн.лет), то величина скорости горизонтальных движений составит здесь 0,5—0,7 см/год [14].

Адыча-Тарынская система разрывных нарушений прослеживается на запад-северо-запад от разлома Улахан рядом небольших параллельных эшелонированных разломов, дугообразно изогнутых в плане, так что их выпуклые части обращены к западу. Смещения по ним соответствуют взбросам-надвигам с компонентой левого сдвига. На надвиговый характер движений указывают две сейсмодислокации (Верхняя и Средняя Адыча) [1], а также параметры механизма очагов землетрясений 1951, 1959 и 1981 годов, произошедших вблизи Верхнеадычанской впадины (стереограммы 1—3, см. рисунок). Адыча-Тарынская зона надвигов является краевой системой активных тектонических нарушений, ограничивающих с

юго-запада всю систему генеральных кайнозойских разломов сейсмотектонической зоны хр.Черского.

Менее протяженным (700 км) в сравнении с системой Улахан является Чай-Юреинский разлом, который отдельными кулисами трассируется в юго-восточном направлении от р.Индиگیرка в пределы Колымского нагорья. В его центральной части разлом образует две крупные левые кулисы, в полости которой сформировалась Верхненерская кайнозойская впадина. Именно здесь отмечено 9-балльное Артыкское землетрясение 1971 г. Разлом представляет собой зону интенсивной дислоцированности и дробления пород. Он уверенно фиксируется градиентными ступенями в геофизических полях [5]. Его активность подтверждается левосторонним смещением с амплитудой до 8 км диоритов горы Хуламин (северо-восточный борт Верхненерской впадины), которую пересекает Чай-Юреинский разлом, а также сейсмическим событием 1971 г., в очаге которого имел место левосторонний тип движения вдоль плоскости сместителя. Кроме того, сюда также тяготеет сейсмодислокация «Артык», отмеченная на площади в 18 км<sup>2</sup> [5, 8, 14].

К юго-западу параллельно дизъюнктивам Чай-Юреинскому и Улахан расположен еще ряд левосдвиговых разломов: Оймяконский, Эльгинский, Иньяли-Дебинский и др. В их зонах влияния фиксируется в основном невысокий уровень «диффузной» сейсмичности [3, 4, 5].

Для западного ограничения Охотского блока характерно развитие близмеридиональных разломов (Кетандинский и Нют-Ульбейский), которые отчетливо выражены в рельефе прямолинейными троговыми долинами, что указывает на их сдвиговую природу. Г.С.Гусев [3] по характеру смещений гранитных интрузий и геологических границ предположил, что вдоль указанных нарушений в позднем мезозое происходили правобочные смещения с амплитудами около 20 км. Подвижки в очагах подземных толчков 1971 и 1986 годов, тяготеющих к области влияния рассматриваемых структур, также являются правыми сдвигами со сбросом.

Вблизи побережья Охотского моря трассируется крупный (длиной до 800 км.) Челомджа-Ямский разлом, являющийся границей внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В магнитном поле он фиксируется по пережигам аномалий магнитного поля, а в поле силы тяжести — по резкой градиентной ступени [2, 12]. По нему наблюдается заметное изменение вещественного состава меловых вулканитов. К нему тяготеет также цепочка межгорных впадин с отложениями неогена и четвертичных образований. Учитывая прямолинейность трассы этого разлома, наличие складчатых и надвиговых дислокаций в кайнозойских осадках контролируемых им впадин, следует предполагать его надвиговую природу с горизонтальной компонентой типа левого сдвига. Это согласуется с параметрами фокального механизма события 2001 г.

**Динамика.** Как отмечалось ранее [6, 7], структурная организация сейсмогенерирующих зон отдельных сегментов зоны хр.Черского свидетельствует о режиме транспрессии, обусловленной взаимодействием сближающихся с разными скоростями Евразийской и Североамериканской литосферных плит [5, 10, 13, 15]. При этом максимальные тектонические напряжения действуют со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна, расположенного во фронтальной части Североамериканской плиты. Общий кинематический план системы сдвигов зоны хр.Черского показывает, что они развиваются в тектонической обстановке, обусловленной столкновением фронтальных зон упомянутых литосферных плит, способствующим развитию сопряженных генеральных разнонаправленных разломов: правых сдвигов в северо-западном (Яно-Индиگیرский) [6] и левых сдвигов в юго-восточном (Индиگیرо-Колымский—Охотский) сегментах. В районе среднего течения р.Индиگیرка происходит сужение разрывных структур, от которого прослеживается заметное расширение деформируемого пространства к северо-западу (Яно-Индиگیرский сегмент) и юго-востоку (Индиگیرо-Колымский—Охотский сегмент). Соответственно, отдельные пластины выдвинуты в направлении хр.Полоусный и кряжа Кулар на север и северо-запад, а также в сторону Балыгычанского поднятия Колымского нагорья на юго-восток, что подчеркивает закономерную тенденцию направления выдавливания материала по отдельным блокам.

Сведения по глубинному строению зоны хр. Черского на основе геофизических данных [11, 16] свидетельствуют о выявлении под ней обширной (ширина до 300 км, длина до 1000 км), вытянутой в северо-западном направлении от верховьев р.Колымы до бассейна верхнего течения р.Яны, области с утоненной земной корой, мощность которой составляет 35 км. Она замыкается в юго-восточном направлении и открывается в северо-западном. Юго-восточная часть этой области, ограниченная изогипсой 35 км, наиболее отчетливо диагностируется под Индиگیرо-Колымским (Охотским) сегментом зоны хр.Черского и окружена участками с утолщенной земной корой от 37 до 45 км, которые характерны для районов Южного Верхоянья, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Омудевского и Приколымского блоков Колымо-Омолонского супертеррейна. Замыкание утоненной коры в юго-восточном направлении можно объяснить увеличением мощности земной коры за счет магматических и метаморфических процессов, происходивших над зоной субдукции, в середине мелового времени. С этой эпохой и зоной субдукции связано формирование и деятельность окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [9]. Не исключено, что тонкая кора, выявленная под зоной хр.Черского к западу от местоположения системы Момо-Селенныхских впадин, своим происхождением обязана процессам растяжения, происходящим в результате



вертикального выжимания вещества и дальнейшего растаскивания отдельных пластин (блоков) в противоположном направлении друг от друга.

Очевидна пространственная приуроченность главных сейсмогенерирующих зон к структурно-тектоническим элементам отдельных сегментов зоны хр.Черского, вследствие чего крупные сейсмические проявления возникают на границах разломно-блоковых структур, ограниченных сейсмоактивными разломами, и не затрагивают внутреннее пространство блоков, внешне подчиняясь закономерностям горизонтального выдавливания в результате внедрения клиноподобных краев Колымо-Омолонского блока.

Следует отметить, что в результате выжимания Охотоморской плиты к югу и юго-востоку в результате сближения Евразийской и Североамериканской плит (направление их движения показано на рисунке стрелками) «тройное» сочленение перечисленных плит, тяготеющее к северо-западной окраине Охотского блока (среднее течение р.Индиго), под влиянием экстррузии остается незафиксированным и предположительно мигрирует на юго-восток. Скорее всего, северная часть Охотоморской плиты (Охотский блок) перемещается к югу (обозначено стрелкой на рисунке), что подтверждается топографическими и геоморфологическими данными. Они показывают, что горная область вдоль побережья Охотского моря испытывает поднятие 5, 14. Дренарующий водораздел между Охотским морем и Северным Ледовитым океаном непропорционально близок к Охотскому морю. Он отступает к югу по мере того, как текущие на север водотоки последовательно захватывают верховья рек, текущих на юг.

Анализ данных спутниковой геодезии (GPS-наблюдения) подтверждает, что Охотоморская плита примерно с одинаковой скоростью (4,5 мм/год) смещается к юго-востоку относительно Северной Америки и (4,7 мм/год) к югу относительно Евразии [10, 13, 15], что также совпадает с оценкой величины горизонтальных движений, рассчитанной по смещениям гидросети в системе разлома Улахан, и в целом согласуется с моделью экстррузии. При этом полюс вращения Охотоморской плиты относительно Североамериканской, определенный по результатам моделирования с использованием величины GPS-скоростей, располагается севернее Сахалина [13], что, возможно, объясняет отсутствие сейсмичности на дне Охотского моря между о.Сахалин и Северным Приохотьем [8].

Таким образом, выявление особенностей сейсмотектонического режима, типов сочленений плит и блоков, а также изучение системы активных разрывных структур Индиго-Колымского (Охотского) сегмента и проявлений сейсмичности на его границах, позволяет предложить геодинамическую модель зоны хр.Черского, базирующуюся на внедрении Колымо-Омолонского супертеррейна как индентора, рассекающего структуры зоны хр.Черского в направлении северо-запад—юго-восток с развитием на этих флангах рассмат-

риваемой зоны сопряженных генеральных правых и левых сдвигов 6, 7. Модель позволяет прогнозировать характер региональных сейсмотектонических процессов и их возможное развитие в пространстве.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-Жин-Шин В.А.* Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // *Геотектоника*. 1981. № 2. С. 81—89.
2. *Ващилов Ю.Я.* Глубинные разломы Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным) // *Советская геология*. 1963. № 4. С. 54—72.
3. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. —М.: Наука, 1979.
4. *Гусев Г.С., Веклич В.С., Третьяков Ф.Ф.* Морфо-кинематическая характеристика разломов Верхояно-Чукотской складчатой области // *Разломная тектоника Якутской АССР*. —Якутск, 1976. С. 150—159.
5. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии. —М.: ГЕОС, 2000.
6. *Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны хребта Черского // *Отечественная геология*. 2009. № 5. С. 94—100.
7. *Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.* Динамика очаговых зон сильных землетрясений северо-восточного фланга Момо-Селенныхских впадин // *Отечественная геология*. 2011. № 5. С. 113—119.
8. *Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П.* Сейсмичность и современная геодинамика // *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 33—67.
9. *Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В.* и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. —М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 199—255.
10. *Стеблов Г.М.* Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии // *Докл. РАН*. 2004. Т. 394. № 5. С. 689—692.
11. *Суворов В.Д., Корнилова З.А.* Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // *Тихоокеанская геология*. 1986. № 4. С. 32—35.
12. *Шило Н.А., Ващилов Ю.Я.* Глубинное строение Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // *Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР*. —Магадан, 1979. С. 3—29.
13. *Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., et al.* Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. L. 11303. Pp. 1—5.
14. *Fujita K., Koz min B.M., Mackey K.G., et al.* Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Vol. 4. Pp. 117—145.
15. *Kogan M.G., Steblov G.M., King R.W., et al.* Geodetic constraints on the rigidity and relative motion of Eurasia and North America // *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27. Pp. 2041—2044.
16. *Mackey G.K., Fujita K., Ruff L.J.* Crustal thickness of Northeast Russia // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 284. Pp. 283—297.
17. <http://www.ceme.gsras.ru>

## Глубинное строение Оленёкского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным интерпретации сейсморазведочных временных профилей

Д.А.ВАСИЛЬЕВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Установлена глубинная структура Усть-Оленёкской системы складок в результате интерпретации сейсморазведочных временных профилей. Распознаны пологие надвиги, ограничивающие структуры конского хвоста крупного дуплекса. Сейсмический горизонт «II» трактуется как кровельный надвиг этого дуплекса. Образованы секущие крутые взбросы на заключительной стадии складчато-надвиговых деформаций. Связаны установленные сбросы с этапом позднемелового—кайнозойского растяжения в Арктике и раскрытием Евразийского бассейна.

*Ключевые слова:* сейсморазведочные временные профили, тектоника, надвиги, сбросы, Усть-Оленёкская система складок, Верхоянский складчато-надвиговой пояс.

Васильев Дмитрий Анатольевич, juorankhay@mail.ru

Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru

## Deep structure of the Olenek sector of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt as derived from interpretation of seismic time profiles

D.A.VASILIEV, A.V.PROKOPIEV

Interpretation of seismic time profiles permitted establishing the deep structure of the Ust'-Olenek fold belt. Low-angle thrust bounding the «horse» structures of a large duplex are recognized. Seismic horizon «II» is referred to as a roof thrust of the duplex. The crosscutting high-angle reverse faults were formed at the final stage of fold-and-thrust deformations. The identified normal faults are related to the stage of Late Cretaceous-Cenozoic extension in the Arctic and the opening of the Eurasian basin.

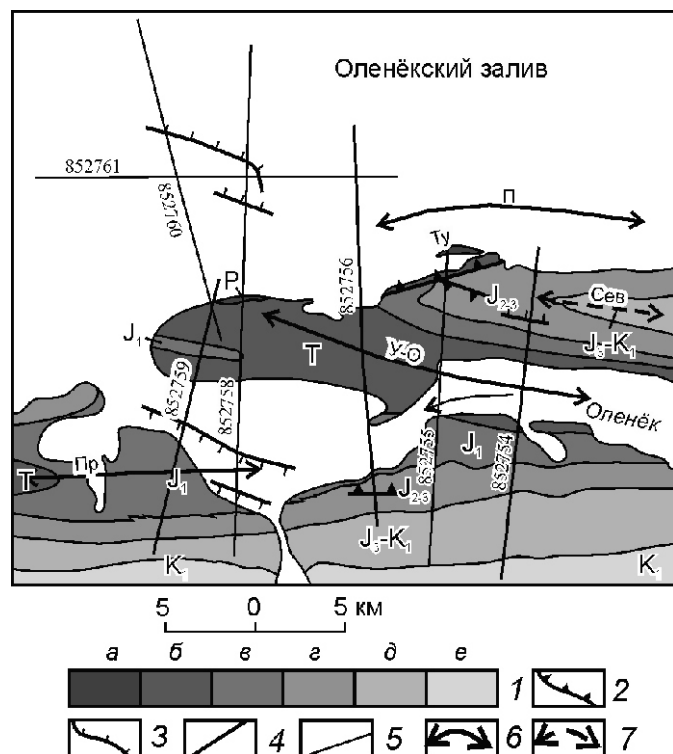
*Key words:* seismic time profiles, tectonics, thrust, normal fault, Ust'-Olenek fold belt, Verkhoyansk fold-and-thrust belt.

Северная пришельфовая часть Сибирской платформы — перспективная территория на обнаружение залежей углеводородов. Здесь распространены мощные терригенно-карбонатные отложения позднего протерозоя — мезозоя, в разрезе которых отдельные горизонты могут быть как нефтематеринскими толщами, так и коллекторами и покрывками. Кроме того, вдоль арктического побережья моря Лаптевых протягивается цепочка валообразных поднятий, представленных крупными антиклинальными складками — потенциальными структурными ловушками. Эти поднятия объединяются в единую структуру — Усть-Оленёкскую систему складок. Считается, что данная тектоническая структура, осложняющая северное крыло Лено-Анабарского прогиба, относится к Оленёкскому сектору Верхоянского складчато-надвигового пояса [6]. Задача проведенного исследования заключалась в расшифровке глубинного строения восточной части Усть-Оленёкской системы складок на основе интерпретации сейсморазведочных временных профилей.

Изученная территория расположена в Арктической Якутии на побережье моря Лаптевых и в тектоническом отношении представлена (рис. 1) Усть-Оленёкской системой складок [1, 2, 3, 6]. В ее

пределах вскрыты пермские, триасовые, юрские и меловые породы, разделенные стратиграфическими несогласиями.

В Усть-Оленёкскую систему складок входят Усть-Оленёкская и Приморская антиклинали и разделяющая их Северная синклиналь запад-северо-западного простирания. К западу происходит виргация Усть-Оленёкской складки и от нее ответвляется Прончищевская антиклиналь, а южнее, в центральной части Лено-Анабарского прогиба, протягивается Таймыльская синклиналь. В ядре Усть-Оленёкской антиклинали вскрыты отложения нижнего триаса, а на крыльях — породы юры и мела. Мульда Северной синклинали выполнена породами юры, а ядро Приморской антиклинали — отложениями перми и триаса. На северо-восточное крыло Северной синклинали по Тумульскому разлому взброшены отложения, выполняющие Приморскую антиклиналь (см. рис. 1). Тумульский надвиг имеет южную вергентность и предположительно простирание от юго-западного до субширотного. Он не вскрыт и устанавливается по данным среднемасштабного картирования [6]. В результате проведенных экспедиционных работ было установлено, что все наблюдаемые визуальными дефор-



**Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Усть-Оленёкской системы складок:**

1 — отложения: а — пермские, б — триасовые, в — нижнеюрские, г — средне- и верхнеюрские (средний титон), д — верхнеюрские (верхний титон)—нижнемеловые (нижний валанжин), е — нижнемеловые; 2 — надвиги и взбросы; 3 — сбросы; 4 — разломы с неизвестной кинематикой; 5 — сейсморазведочные профили и их номера; оси складок: б — антиклиналей, 7 — синклиналей; антиклинали: Пр — Прончищевская, П — Приморская, У-О — Усть-Оленёкская; Сев — Северная синклиналь; Ту — Тумульский надвиг

мационные структуры региона образовались при сжатии в направлении северо-восток—юго-запад, и была предложена модель формирования Усть-Оленёкской антиклинали [1, 2, 3]. На начальной стадии были образованы системы разрывных нарушений, продольные к складчатости и, соответственно, поперечные сжатию, а на заключительной — ортогональные складкам. Предполагается, что возраст таких деформаций постальб-сеноманский, поскольку породы этого возраста наиболее молодые из дислоцированных в районе, а структуры Оленёкского сектора на заключительных стадиях его формирования представляют собой деформированный передовой прогиб крупного, расположенного на севере в акватории моря Лаптевых, орогенного пояса, молассовые отложения которого в пределах изученного региона эродированы [2].

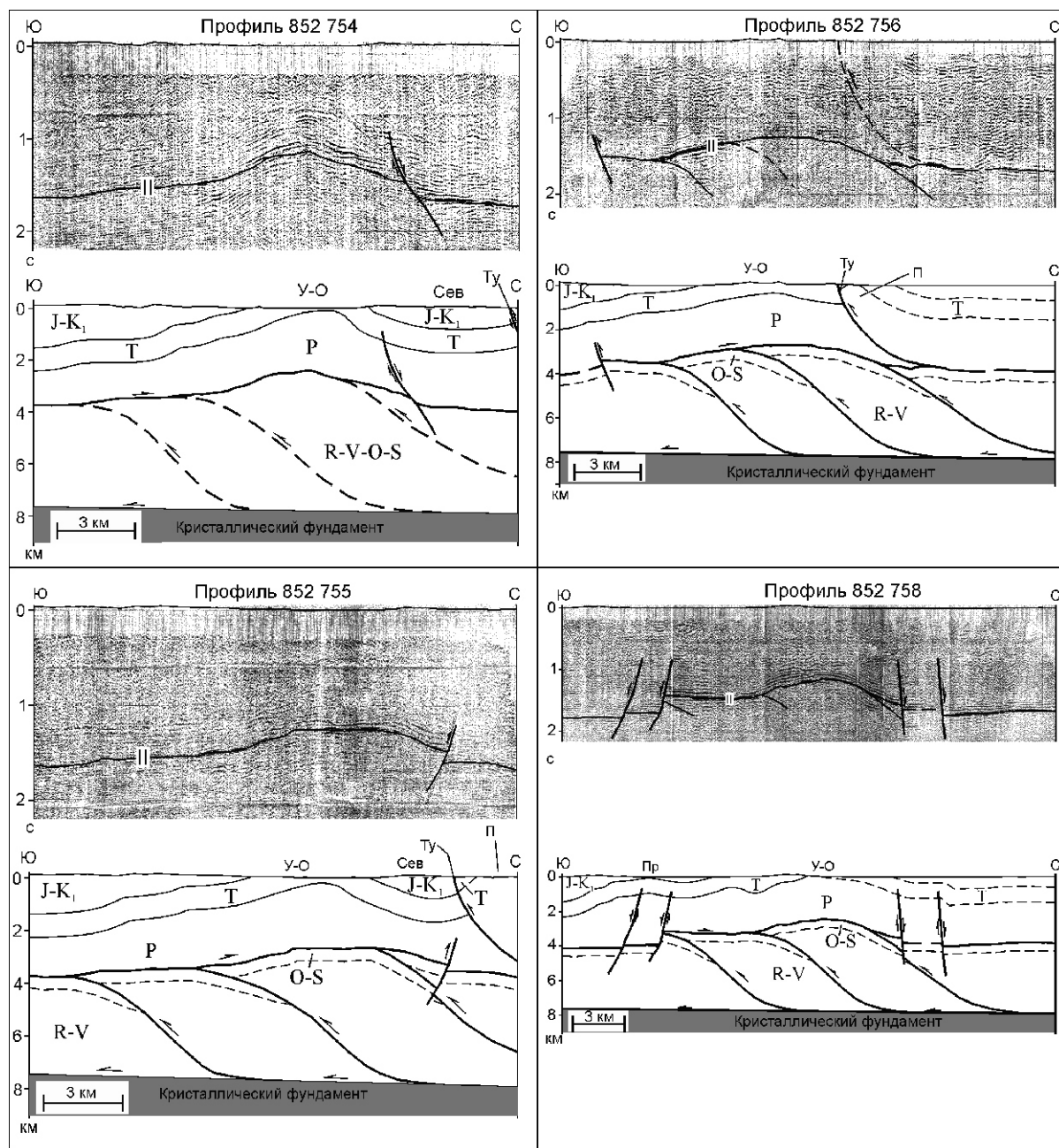
Несмотря на наличие скважин и серии сейсмических профилей, глубинная структура исследуемого района, в целом, плохо изучена. В пределах этой ча-

сти Оленёкского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса пробурены две глубокие скважины (Усть-Оленёкская 2370 и Чарчикская П-1), наиболее представительно вскрывшие верхнерифейско-мезозойский и венд-мезозойские разрезы, соответственно, и две более мелкие скважины (Улахан-Юряхская Р-1 и Тюмятинская), в которых на забое были обнаружены нижнепермские и верхнекембрийские отложения соответственно. В 80-е годы прошлого века трест «Якутскгеофизика» ПГО «Лена-нефтегазгеология» выполнил разноориентированные сейсмические профили через Усть-Оленёкскую систему складок и Лено-Анабарский прогиб (В.И.Рубинштейн, В.М.Григорьев, 1987).

Для определения глубинного строения региона были проинтерпретированы имеющиеся сейсморазведочные временные профили и построены геолого-геофизические разрезы, наиболее представительные из которых показаны на рис. 2. Данные профили были получены в результате сеймопрофилирования ОГТ при центральной 12 и 24-кратной и фаланговой 12-кратной системе наблюдений. Взрывной интервал при 12-кратном профилировании 100 м, при 24-кратном 50 м. Трансформация времен в глубины до 1700 м производилась по данным сейсмокаротажа Улахан-Юряхской скв.Р-1, а глубже — по скоростной зависимости, аналитически рассчитанной на основе значений времен прихода опорных отражений и данных о пластовых скоростях, определенных в Чарчикской скв.П-1. Значения глубин следующие: 1 км — 0,57 с, 2 км — 0,99 с, 3 км — 1,4 с, 4 км — 1,75 с, 5 — 2,1 с (В.И.Рубинштейн, В.М.Григорьев, 1987).

Исследователи, проводившие сеймопрофилирование, выделяли горизонт «П» (отражающую волну), хорошо прослеженный на всех профилях и разграничивающий кембрийские карбонатные и пермские терригенные породы, и связывали его с зоной размыва в основании пермских толщ (В.И.Рубинштейн, В.М.Григорьев, 1987 г.). Однако в результате бурения Усть-Оленёкской скв.2370 было установлено, что здесь отсутствуют кембрийские породы и на неопротерозойских толщах залегают маломощные существенно карбонатные отложения ордовика и силура, выклинивающиеся в южном направлении [4, 6]. По данным гравиметрического моделирования кристаллический фундамент залегает здесь на глубине до 8 км и слабо погружается на север [6]. Однако общая мощность пород, залегающих над кристаллическим фундаментом, рассчитанная по их выходам на поверхности и данным бурения, значительно меньше 8 км. Это несоответствие, скорее всего, объясняется сдвоением разреза и по аналогии с Западно-Верхоянским сектором Верхоянского складчато-надвигового пояса, здесь предполагается присутствие на глубине надвигового дуплекса [6]. Это также косвенно подтверждается сейсмическими и буровыми данными, указывающими на то, что антикли-



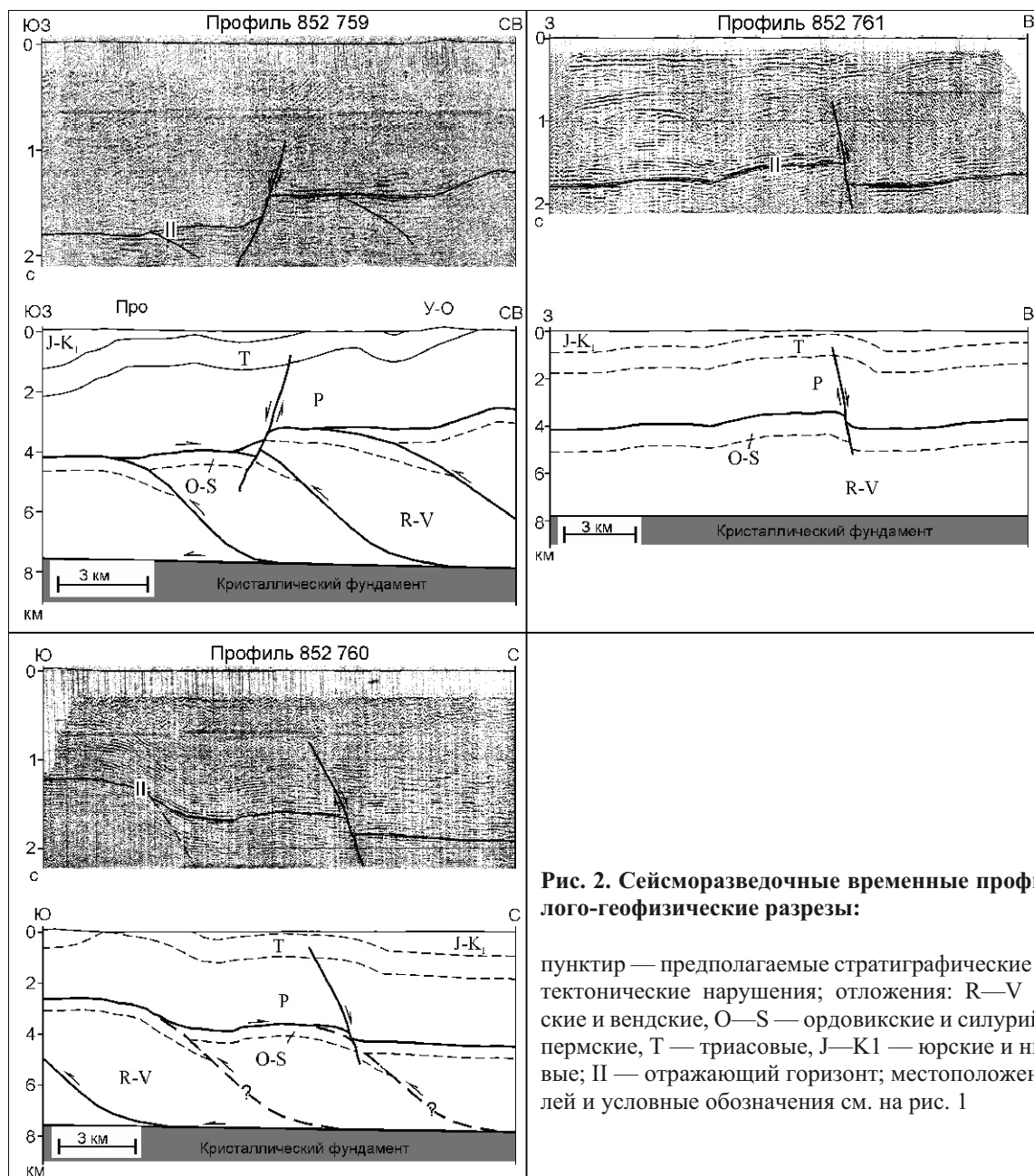


нальные купола, сложенные терригенным и карбонатным комплексами, перемещены относительно друг друга, что характерно для дуплексных структур. Две поверхности пологих надвигов ограничивают дуплексную структуру снизу и сверху и образуют ее детачмент и кровельный надвиг. Детачмент, вероятно, трассируется по границе между верхнедокембрийскими толщами и кристаллическим фундаментом [6]. В качестве кровельного надвига наиболее подходящим является отражающий горизонт «II», проинтерпретированный ранее как зона размыва между нижнепалеозойскими и верхнепалеозойско-мезозойскими породами (В.И.Рубинштейн, В.М.Григорьев, 1987).

На основе этих сейсмопрофилей были построены геолого-геофизические разрезы (см. рис. 2). На них отчетливо различаются зоны разломов, пересекающих отражающий горизонт «II», но не прослеживающихся вблизи дневной поверхности. Интерпретация

профиля 852 754 (см. рис. 2) показывает, что на северном крыле Усть-Оленёкской антиклинали кровельный надвиг предполагаемого дуплекса сечется сбросом с амплитудой около 200 м и углом наклона сместителя 40—45° к северу. Сброс не вскрывается на поверхности и затухает как по восстанию, так и по падению. Поскольку разрез протягивается в север-северо-восточном направлении, то можно предположить, что этот сброс имеет субширотное, запад-северо-западное или северо-западное простирание.

Структурный рисунок, проявленный на располагающемся в 10 км к западу профиле 852 755 (см. рис. 2), существенно другой. Здесь не наблюдается сбросового смещения на северном крыле Усть-Оленёкской антиклинали и это позволяет предположить, что обнаруженный на предыдущем профиле сброс распространен локально. Взброс с амплитудой около 200 м и южным падением сместителя в 60—70° отчетливо выделяется



**Рис. 2. Сейсморазведочные временные профили и геолого-геофизические разрезы:**

пунктир — предполагаемые стратиграфические границы и тектонические нарушения; отложения: R—V — рифейские и вендские, O—S — ордовикские и силурийские, P — пермские, T — триасовые, J—K1 — юрские и нижнемеловые; II — отражающий горизонт; местоположение профилей и условные обозначения см. на рис. 1

под мульдой Северной синклинали и не вскрывающийся на дневной поверхности. К сожалению, северная часть профиля неудовлетворительного качества и Тумульский надвиг южной вергентности, выделяемый по данным среднемасштабного картирования, практически не выражен в волновой картине. Это может быть связано с тем, что на глубине Тумульский надвиг выполаживается и становится межслоевым срывом. Невозможно проследить также взаимоотношение выделенного взброса со сместителем Тумульского надвига.

На профиле 852 756 (см. рис. 2) северное крыло Усть-Оленёкской антиклинали не осложнено разломами. Слабо выражен Тумульский надвиг. На южном пологом крыле антиклинали наблюдается секущий горизонт «II» крутой взброс южной вергентности с амплитудой вертикального смещения в первые сотни метров и углом наклона сместителя до 60—70°. Это слепой взброс предположительно северо-западного или суб-

широтного простирания, над которым сформирована малоамплитудная антиклиналь. В целом выделенная структура представляет собой типичную взбросо-складку. Наибольший интерес представляют собой пологие разломы в центральной части сейсмопрофиля, асимптотически сочленяющийся с расположенным выше горизонтом «II» под очень острым углом. Авторы интерпретируют эти разрывные нарушения как разрывы, ограничивающие структуру конского хвоста во внутренней части дуплексной структуры. Это еще раз подтверждает правомочность выделения горизонта «II» в качестве кровельного надвига крупного дуплекса.

На профиле 852 758 (см. рис. 2) отчетливо выделяются крутые сбросы (падение сместителей свыше 60°) предположительно северо-западного простирания в ядре Прончищевской и на северном крыле Усть-Оленёкской антиклиналей. Амплитуда вертикального



смещения по ним оцениваются в первые сотни метров. Сейсмопрофили 852 759 и 852 760 (см. рис. 2) демонстрируют два из выделенных ранее сбросов на профиле 852 758 (см. рис. 1). На этих профилях также можно выделить пологие разрывы под горизонтом «II», ограничивающими, по всей видимости, структуры конского хвоста дуплекса.

Профиль 852 761 (см. рис. 2) расположен в акватории моря Лаптевых и ориентирован практически широтно вдоль простирания структур Усть-Оленёкской системы складок (см. рис. 1). В его центральной части различается крутой сброс, который, вероятно, был пересечен северной частью профиля 852 758.

Таким образом, в результате интерпретации серии сейсмопрофилей подтверждается асимметрия Усть-Оленёкской антиклинали, установленная по данным геологического картирования — пологое юго-западное и более крутое северо-восточное крыло. Кроме того, удалось установить присутствие на глубине разрывных нарушений различной кинематики и ориентировки. Пологие разломы, локализованные ниже отражающего горизонта «II» и примыкающие к нему под острым углом, вероятно, являются надвигами, ограничивающими структуры конского хвоста (хорсы) предполагаемого ранее авторами крупного дуплекса, а сам горизонт «II» является его кровельным надвигом.

Выделенные крутые разломы подразделяются на взбросы и сбросы, часто секущие и смещающие кровельный надвиг дуплекса (горизонт «II»). И те, и другие имеют преимущественно северо-западное простирание и разнонаправленное падение (см. рис. 1). Причем разноориентированные взбросы зачастую локализованы на различных крыльях складок. Авторы предполагают, что взбросы образовались в конечную стадию складчато-надвигового этапа деформаций после формирования дуплексных структур, возможно, синхронно с Тумульским надвигом.

Установленные сбросы в целом субпараллельны простиранию складчатых структур и расположены на крыльях складок. Они имеют значительные амплитуды (до первых сотен метров), северо-западное простирание и крутые углы наклона сместителей. В процессе полевых исследований в обнажениях наблюдались малоамплитудные сбросы северо-восточного простирания с крутыми углами и северо-западного с пологими углами падения [1, 2, 3]. Таким образом, на исследуемой территории были проявлены кроме складчато-надвиговых деформаций, приведших к образованию как закартированных складчатых структур, дуплексов, надвигов типа Тумульского и отдешифрированных на сейсмопрофилях взбросов, так и всего Оленёкского сектора в целом, и крупные структуры растяжения, представленные сбросами. К сожалению, качество сейсмопрофилей не позволяет проследить эти сбросы по восстанию, так как отражающие площадки в верхних юрско-меловых горизонтах не различимы из-за высоких значений средних скоростей отражен-

ных волн и наличия интенсивных волн-помех вблизи пунктов взрыва (В.И.Рубинштейн, В.М.Григорьев, 1987).

Возраст этого этапа растяжения остается спорным. Ранее авторы обнаружили угловое и азимутальное несогласие между ладинскими и анизийскими толщами среднего триаса, что позволило предположить деформационное событие на этом возрастном рубеже, связанное, вероятно, с локальным растяжением в средне-триасовое время [2, 3]. И вполне возможно допустить, что наблюдаемые на профилях сбросы связаны именно с этим растяжением и имеют среднетриасовый возраст. Однако дешифрирование волновой картины на сейсмопрофилях позволяет сделать вывод о том, что сбросы смещают на глубине надвиговые структуры предполагаемого дуплекса и являются более поздними по отношению к ним. В конце позднего мела—палеогене произошло раскрытие Евразийского океанического бассейна в Арктике и в акватории моря Лаптевых были сформированы рифтовые впадины, ограниченные сбросами [5]. Непосредственно к северу от устья р.Оленёк протягивается Южно-Лаптевский рифтовый прогиб, выполненный многометровыми мел-кайнозойскими отложениями [7]. Выделенные сбросы могли быть образованы синхронно на южном плече этого рифтогенного прогиба и, следовательно, иметь поздне-мезозойско-кайнозойский возраст.

*Исследование выполнено при частичной поддержке бюджетного проекта НИР VII.54.1.7. (№ гос. рег. 0120.1051145), грантами РФФИ (10-05-00718, 12-05-98506\_р-восток) и Программы ОНЗ РАН 10.2.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Глубинная структура Усть-Оленёкской системы складок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России / Мат-лы всерос. науч.-практич. конференции. — Якутск: Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2012. С. 59—63.
2. Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Тектонические структуры Оленёкского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Арктическая Якутия) // Современное состояние наук о Земле. — М., 2011. С. 296—299.
3. Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Тектонические структуры Усть-Оленёкской системы складок (Арктическая Якутия) / Электронный сборник тезисов 5 Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 29 ноября—2 декабря 2010. [http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik\\_2010/05\\_regional/809.pdf](http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/05_regional/809.pdf).
4. Граусман В.В. Геологический разрез Усть-Оленёкской св. 2370 (интервал 3605—2700 м) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 137—140.
5. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б. Геодинамическая природа горных хребтов Восточной Якутии и их связь с раскрытием Евразийского бассейна // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 708—725.
6. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156—198.
7. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. Vol. 298. Pp. 357—393.



## Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синклинория

А.В.ПРОКОПЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН, Д.А.ВАСИЛЬЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Установлено, что турбидиты среднего триаса северного фланга Кулар-Нерского террейна и верхней юры Полоусного синклинория накапливались во фронтально-дельтовых и продельтовых обстановках в дистальной части севера Верхоянской пассивной окраины. Определены основные направления сноса обломочного материала и его вероятные источники в результате анализа седиментологических, петрографических и литохимических данных.

*Ключевые слова:* литохимия, петрохимические модули, седиментология, триас, юра, Кулар-Нерский террейн, Полоусный синклинорий, Верхояно-Колымская складчатая область.

Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru

Ивенсен Галина Владимировна, g.v.ivenсен@diamond.ysn.ru

Васильев Дмитрий Анатольевич, juorankhay@mail.ru

## Sedimentological and lithochemical features of Triassic and Jurassic sediments on the northern flank of the Kular-Nera terrane and the Polousnyy synclinorium

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

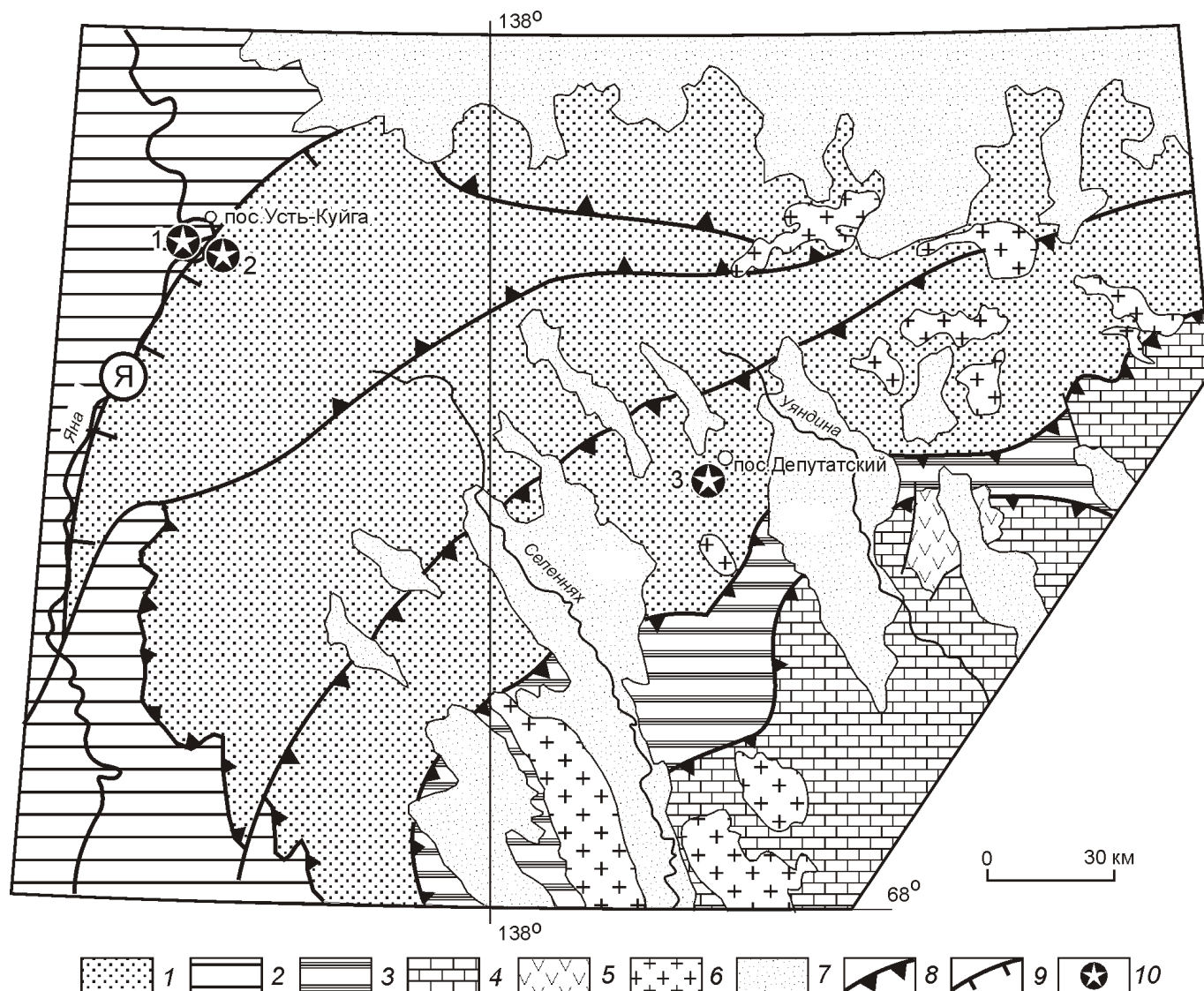
It is established that Middle Triassic turbidites from the northern side of the Kular-Nera terrane and Upper Jurassic turbidites of the Polousnyy synclinorium accumulated in frontal deltaic and prodeltaic environments in the distal part of the northern Verkhoyansk passive margin. Analysis of sedimentologic, petrographic and lithochemical data permitted defining main directions of clastic material transportation and its probable sources.

*Key words:* lithochemistry, petrochemical moduli, sedimentology, Triassic, Jurassic, Kular-Nera terrane, Polousnyy synclinorium.

В последние годы было показано широкое распространение вулканитов разных гранулометрического и химического составов в разрезах карбона, перми и триаса Западного и Южного Верхоянья [2, 8]. Основной задачей проведенного исследования было тестирование триасовых отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и юрских пород Полоусного синклинория (Верхояно-Колымская складчатая область) на предмет обнаружения в них вулканогенного материала методом петрохимического анализа и установление седиментационных особенностей этих толщ.

Авторами были исследованы отложения среднего триаса (анизийский и ладинский ярусы) и верхней юры (оксфордский и кимериджский ярусы) зоны сочленения северного фланга Кулар-Нерского террейна и северо-западного крыла Полоусного синклинория (нижнее течение р.Яна, район пос.Усть-Куйга и Au-Sb месторождения Кючус), а также верхнеюрские толщ (оксфордский ярус) центральной части южного крыла Полоусного синклинория (район пос.Депутатский и одноименного месторождения олова), что показано на рисунках 1, 2 и 3.

Триасовые отложения, слагающие северный фланг Кулар-Нерского террейна (восточное крыло Куларского антиклинория), отделены от юрских пород синклинория Янским разломом (см. рис. 1), который авторы трактуют как крупный региональный сброс (результаты проведенных детальных структурных исследований в данной статье не рассматриваются). Взаимоотношения триасовых толщ с подстилающими их породами верхней перми неясны [3]. Анизийские отложения общей мощностью до 2000 м [3] представлены ритмично чередующимися преимущественно алевролитами и аргиллитами с редкими пластами псаммитов и многочисленными глинистыми конкрециями (см. рис. 2). Породы в основном тонкозернистые турбидиты. В нижней части ламина присутствуют ритмично чередующиеся мелкозернистые псаммиты и алевролиты, реже аргиллиты. В разрезе отмечены редкие линзы конгломератов, плавающая галька, а на кровле пород наблюдаются знаки волно-прибойной ряби (рис. 4, а). Толща имеет ритмичное строение (мощность ритмов до 10—15 см). Присутствуют прослои



**Рис. 1. Структурная схема Полоусного синклинория и северного фланга Кулар-Нерского террейна. По работе [10] с изменениями:**

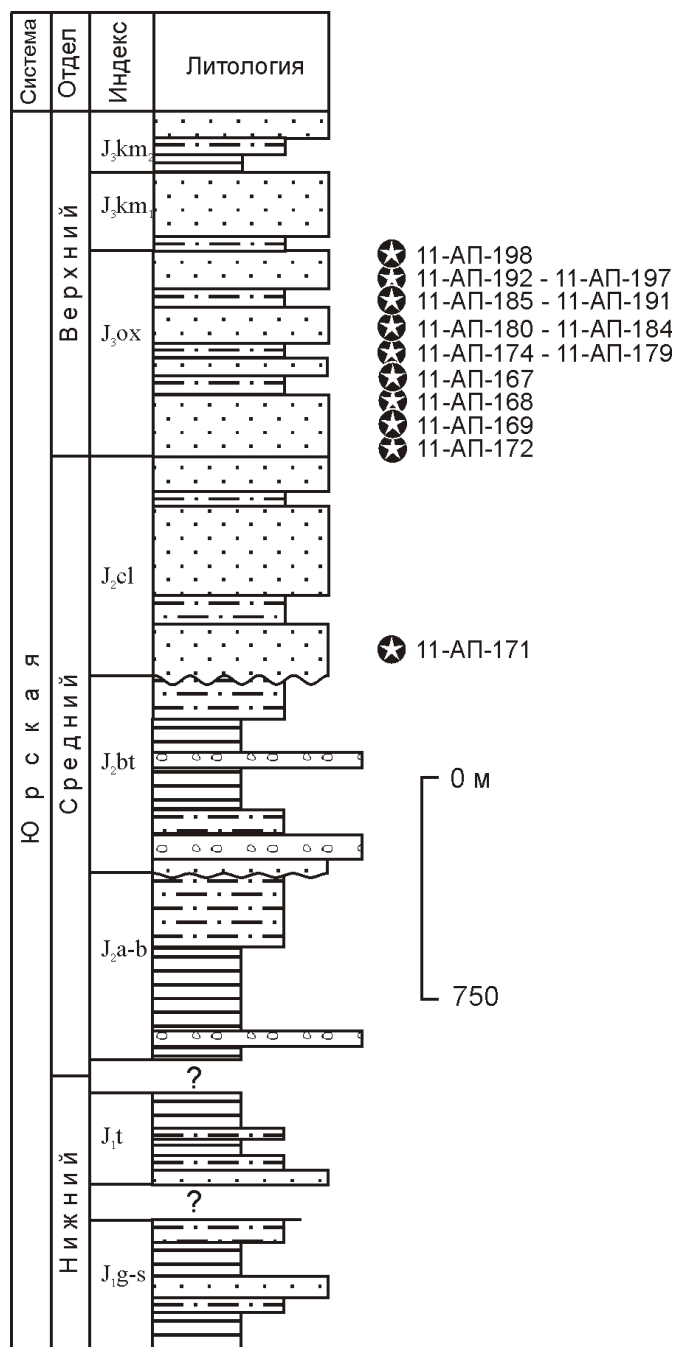
1 — Полоусный синклинорий; террейны: 2 — Кулар-Нерский, 3 — Нагонджинский, 4 — Селенняхский блок Омулёвского; 5 — апт-верхнемеловые вулканогенные породы Джагтардахского поля; 6 — раннемеловые гранитоиды; 7 — отложения кайнозойских впадин; 8 — надвиги; 9 — сбросы (Я — Янский); 10 — местоположение изученных разрезов: 1 — триасовые на северном фланге Кулар-Нерского террейна, юрские Полоусного синклинория; 2 — на северо-западе, 3 — на юге центральной части

мощностью до 1 м с асимметричной восходящей рябью потока (climbing current ripple), что показано на рис. 4, б. Эти отложения представляют собой среднезернистые турбидиты. В разрезе верхнего ладина преобладают алевролиты и аргиллиты с подчиненным присутствием псаммитов. Отмечаются отдельные горизонты подводно-оползневых складок (рис. 4, в). Отложения верхнего ладина также относятся к средне- и тонкозернистым турбидитам. По ориентировке восходящей ряби и рисунку подводно-оползневых складок устанавливается восточный и юго-восточный тренд транспортировки осадочного материала, еще раз подтверждая, что накопление

среднетриасовых отложений происходило в дистальной части севера Верхоянской пассивной континентальной окраины. Общая мощность ладинских толщ оценивается в 1300—1400 м [3] (см. рис. 2). Имеющиеся седиментологические признаки позволяют предполагать, что анизийские и верхнеладинские турбидиты накапливались в пределах проделты, а породы нижнего ладина — во фронте дельты и на склоне проделты. Отсутствие канальных фаций, хорошая сохранность редких фаунистических остатков, кровельные знаки ряби, как и другие признаки относительной мелководности бассейна осадконакопления, не позволяют согласиться с утверждением,



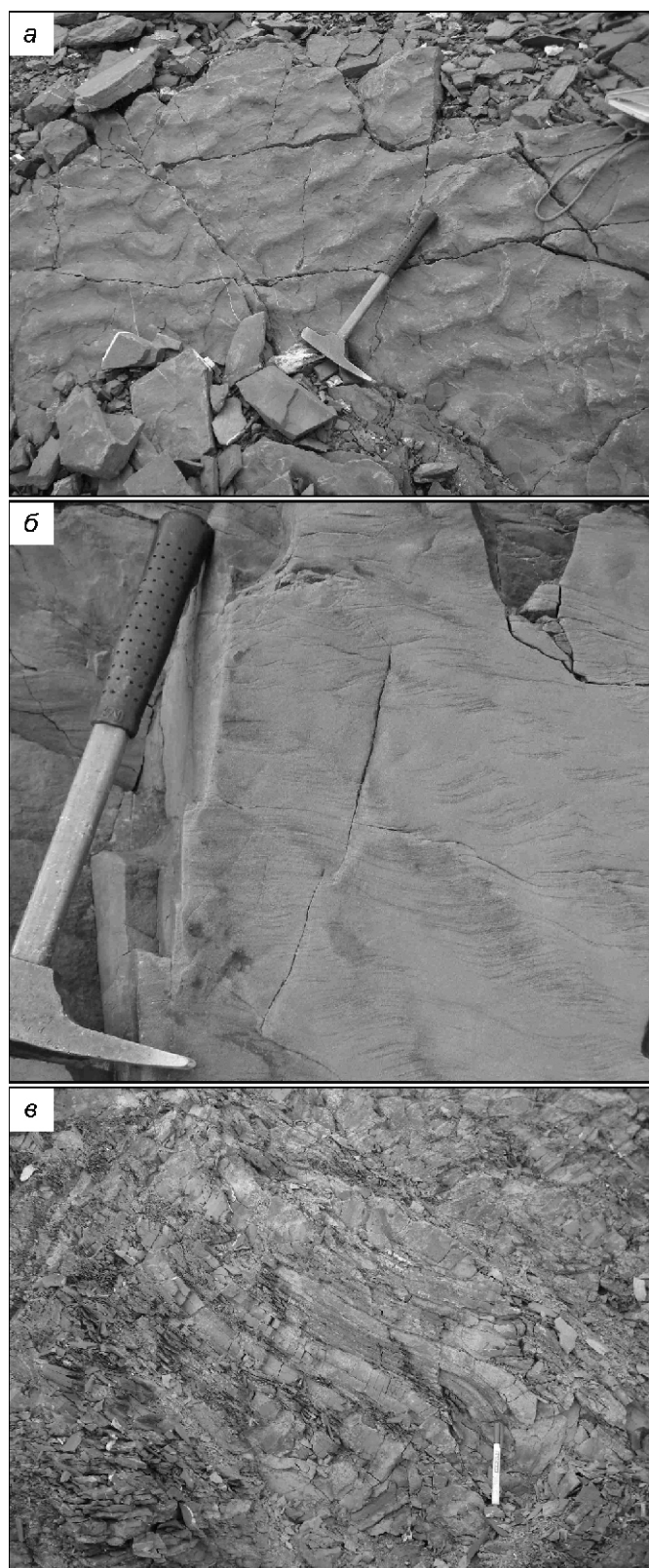




**Рис. 3. Стратиграфическая колонка мезозойских отложений юга центральной части Полоусного синклинория. По работе [10] с изменениями:**

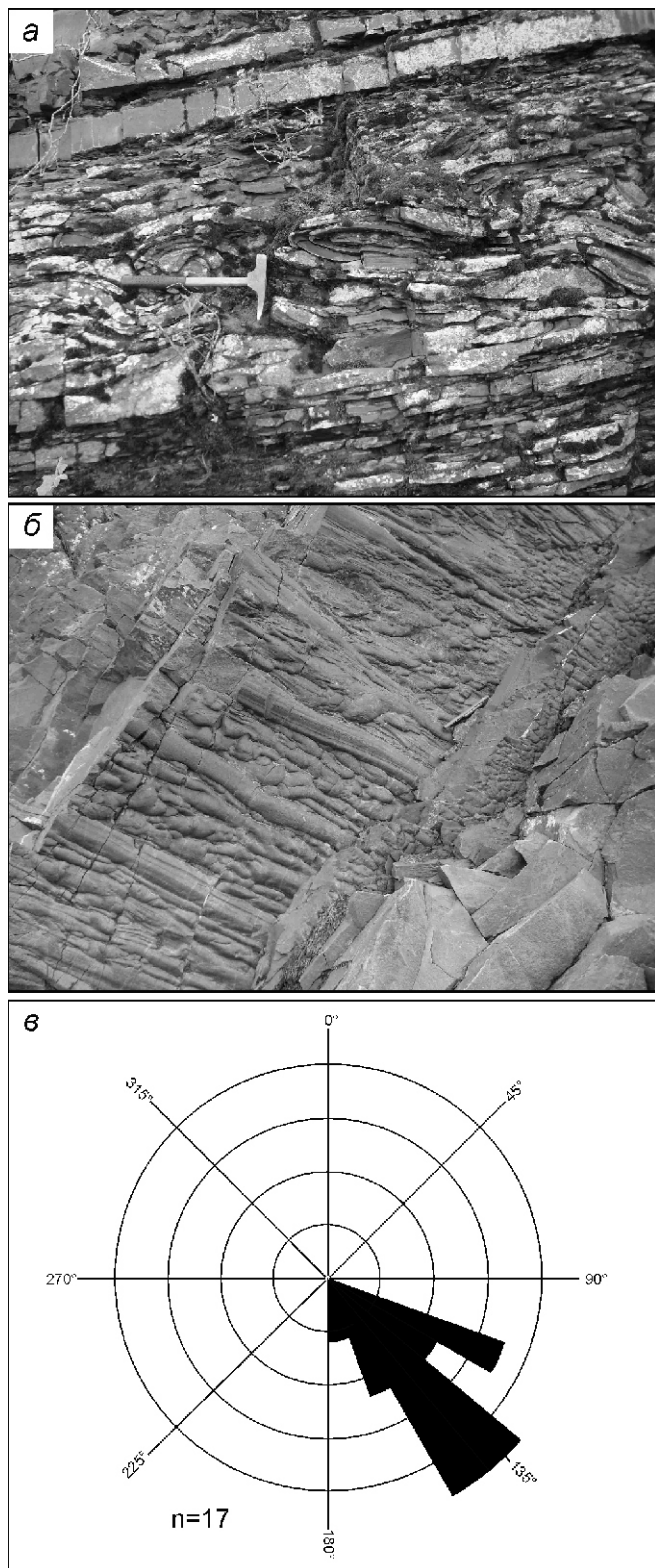
ярусы юры: J<sub>1</sub>g-s — геттангский и синемюрский, J<sub>1</sub>t — тоарский, J<sub>2</sub>a-b — ааленский и байосский, J<sub>2</sub>bt — батский; см. услов. обозн. к рис. 2

индикатором того, в каком конкретном направлении происходило движение плотностного потока. На рис. 5, в приведена роза-диаграмма массовых замеров ориентировки этих осадочных текстур на подошвах пластов псаммитов. С учетом наблюдений за морфологией отпечатков выемок и желобков было установлено, что основное перемещение осадка в кимери-



**Рис. 4. Осадочные текстуры триасовых отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна (бассейн нижнего течения р.Яна):**

а — знаки волно-прибойной ряби на кровле псаммитов, б — восходящая рябь потока, в — подводно-оползневые складки



**Рис. 5. Осадочные текстуры юрских отложений северо-западной части Полоусного синклинария (бассейн нижнего течения р.Яна):**

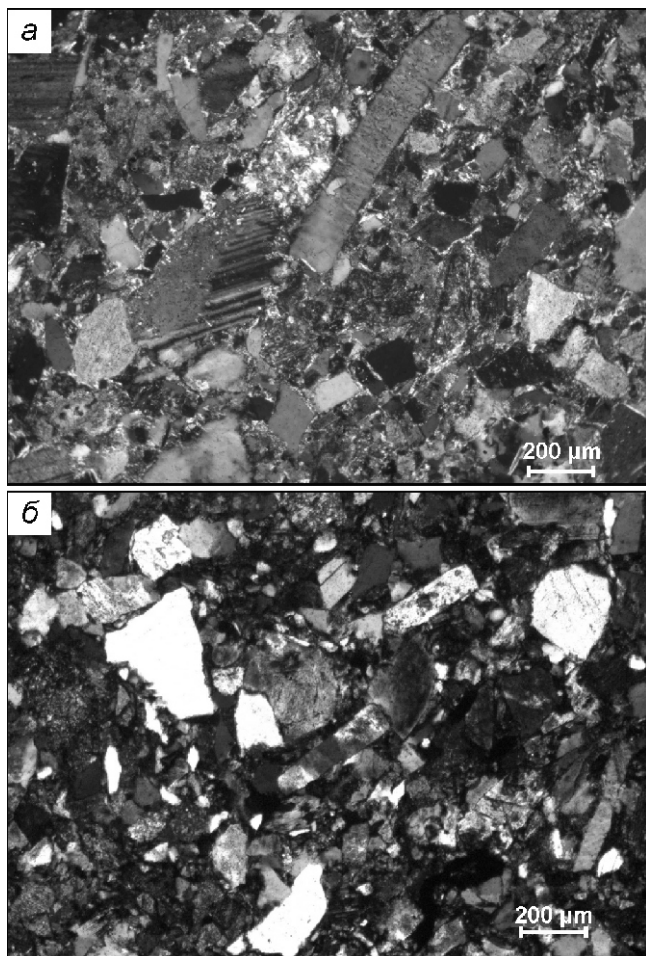
*а* — подводно-оползневые складки; *б* — рельефные отпечатки выемок (flute cast) на подошве псаммитов (породы находятся в опрокинутом залегании); *в* — роза-диаграмма простираний длинных осей рельефных отпечатков выемок, установленное направление перемещения осадка — с северо-запада на юго-восток; *n* — число замеров

джском бассейне осадконакопления происходило в направлении с северо-запада на юго-восток (здесь и далее в современных координатах). Описанные выше осадочные текстуры характерны для среднезернистых турбидитов. Вместе с тем в разрезе наблюдаются тонкие прослои с биотурбациями и растительным детритом, что свидетельствует, с одной стороны, о близости источника поступления обломочного материала — суши, а с другой, об относительной мелководности этой части позднеюрского бассейна седиментации. Совокупность всех вышеприведенных признаков позволяет предполагать, что изученные позднеюрские осадки формировались, как и среднетриасовые, в чередующихся продельтовых и фронтально-дельтовых обстановках осадконакопления, а основные питающие провинции поступающей кластики были расположены к северо-западу от осадочного бассейна.

В целом, псаммиты верхней юры в пределах изученного разреза состоят из 25—45% кварца, 25—55% полевых шпатов (калиевые полевые шпаты до 25%, плагиоклазы до 20%), до 25% литокластов. Последние представлены окварцованными калишпатовыми породами, обломками базальтов и андезитов с реликтовой микролитовой структурой, карбонатными породами сгустковато-пелитоморфной структуры, кварцитовидными породами, тонкоагрегатными существенно кремнистыми породами и др. В составе алевритовой фракции кроме кварца и полевых шпатов присутствуют единичные листочки мусковита, зерна апатита. Порода плотная с массовым развитием конформно-инкорпорационных структур. Отмечается повышенное содержание тонкопленочного гидрослюдистого цемента, который иногда формирует тонкие шиповидные структуры. Дополнительную роль контактового, контактово-порового цемента выполняют выделения аутигенного анкерита, присутствуют поровые выделения монокристаллического кварца и на единичных участках ярко-зеленого селадонита. В целом породы напоминают граувакко-аркозовые псаммиты. Зерна минералов и обломки пород слабо окатанные и плохо сортированные (рис. 6, *а*).

Из триасовых и юрских псаммитов северного фланга Кулар-Нерского террейна и северо-западной части Полоусного синклинария, соответственно, были продатированы U-Pb изотопным методом детритовые цирконы [14] (в настоящей статье не приводится подробный анализ полученных геохронологических возрастов). Было установлено, что наиболее молодые возрастные популяции обломочных цирконов с пиками в 237 и 163 млн.лет близки времени осадконакопления изученных отложений среднего триаса и верхней юры, соответственно. В целом, вариации возрастов обломочных цирконов из триасовых и юрских псаммитов схожи, за исключением интенсивного кембрийского возрастного пика, харак-



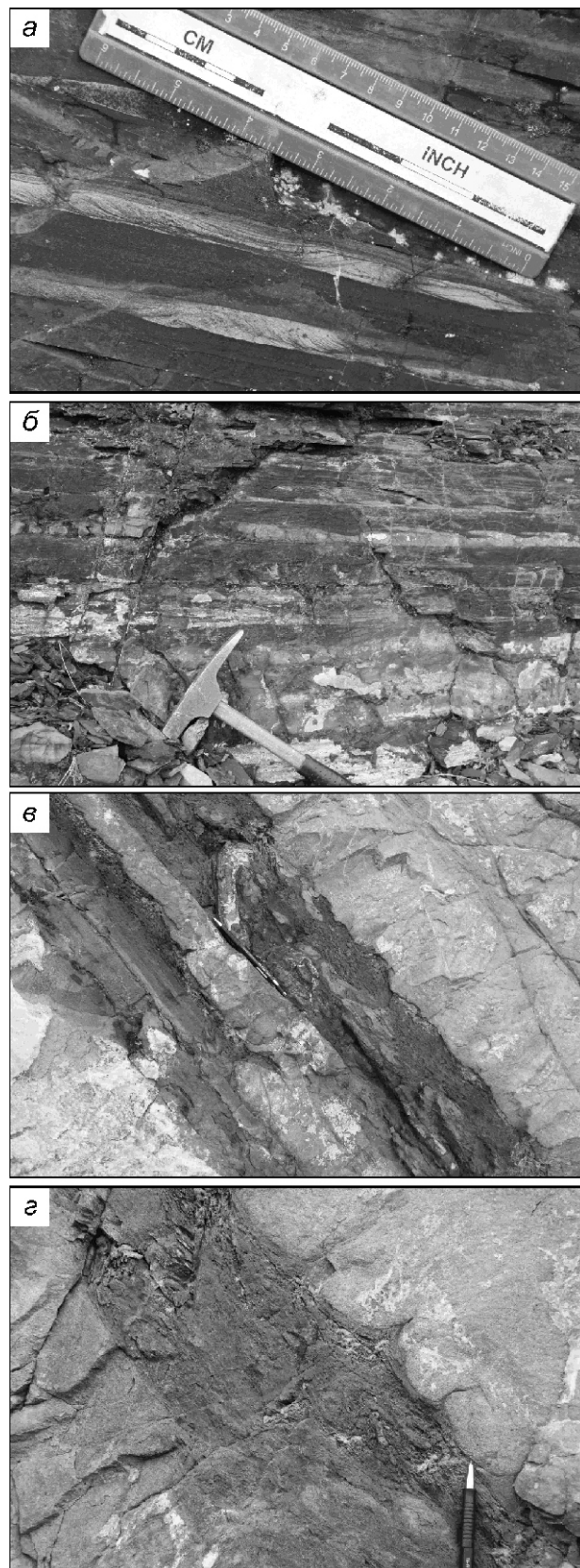


**Рис. 6. Микрофотографии шлифов псаммитов (николи х):**

*a* — кимериджского яруса северо-западной части Полоусного синклинория (обр.08-АП-84); *б* — оксфордского яруса юга центральной части Полоусного синклинория (обр.11-АП-170)

терного для триасовых отложений и практически отсутствующего в датировках цирконов из юрских псаммитов [14]. Этот факт может свидетельствовать об изменении областей питания северо-западной части Полоусного бассейна осадконакопления в юрское время.

Разрез оксфордского яруса центральной части южного крыла Полоусного синклинория (см. рисунки 1 и 3), в целом, имеет много общих черт с таковым его северо-западной части. Здесь также присутствуют горизонты тонкозернистых турбидитов (рис. 7, *a* и *б*); на подошвах амальгамированных пластов псаммитов находятся пламевидные текстуры и текстуры нагрузки, а также рельефные отпечатки выемок и желобков (см. рис. 7, *в* и *г*). Отмечаются маломощные горизонты с подводно-оползневыми складками (см. рис. 7, *в*), плавающими гальками и фрагментами растительного детрита. Таким образом, в пределах этого разреза также наблюдается чередование горизонтов тонко- и среднезернистых турбидитов, указывающее на ча-



**Рис. 7. Осадочные текстуры юрских отложений юга центральной части Полоусного синклинория (район пос.Депутатский):**

*a, б* — тонкозернистые турбидиты; *в* — подводно-оползневые складки; *г* — текстуры нагрузки и пламевидные (flame structures)



стую смену обстановок седиментации от фронта дельты к проделюте.

Минералогические характеристики псаммитов близки таковым из пород оксфордского и кимериджского ярусов северо-западного крыла синклинория. В целом они состоят из 20—30% кварца, до 47% полевых шпатов (калиевые полевые шпаты 35%, плагиоклазы до 15%), 25—35% литокластов. Последние большей частью тонкоагрегатные, глинистого, кремнистого, кварц-полевошпатового состава; отмечены обломки андезитов и базальтов. Алевритовая фракция включает те же компоненты. Ее специфику составляет повышенное содержание кластогенного биотита, листочки которого испытывают сильную пластическую деформацию. Отмечаются локальные скопления угловатых зерен граната, единичные листочки мусковита. Резко преобладают угловатые, клиновидные обломки с зазубренными поверхностями. Встречаются необычно резко удлиненные зерна кварца (см. рис. 6, б). Порода очень плотная, характерны конформные, инкорпорационные, стилолитовые сочленения обломочных зерен. Очень незначительно и локально развит пленочный глинистый (хлоритовый) цемент; мелкие поры выполнены монокристаллическим кварцем.

В изученном разрезе авторам не удалось с достаточной точностью определить на основе анализа ориентировки осадочных текстур генеральное направление транспорта обломочного материала. Однако только по морфологии подводно-оползневых складок и разнонаправленной ориентировке косой слоистости можно предположить, что на юге центральной части Полоусного бассейна осадконакопление в оксфордское время могло происходить при преобладающей роли юго-восточной питающей провинции. Отчасти об этом свидетельствуют данные [5] о появлении эпидот-цоизит-гранатовой ассоциации минералов в тяжелой фракции в псаммитах оксфордского яруса с увеличением содержания граната вверх по разрезу. Наиболее вероятными источниками этих минералов могли быть метаморфические породы калгынского комплекса, вскрывающиеся на Селенняхском крыже.

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 [11, 12] с использованием следующих модулей:

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 пород: дацитов [9], базальтов [1], песчаников по Ф.Кларку [6].

Для диагностики вулканогенного материала учитывали следующие критерии [12]. Туффоиды основного состава отличаются повышенной магнезиальностью (МгО 3%), железистостью ЖМ 0,75 при ГМ 0,30—0,55, титанистостью (ТМ и  $\text{TiO}_2$ ) и фемичностью (ФМ). 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 0,4; низкие ФМ и ЖМ; 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 низкое содержание щелочей при преобладании  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ ; высокое содержание  $\text{SiO}_2$  в песчаниках; присутствие железа преимущественно в трехвалентном состоянии; повышенные значения ТМ в песчаниках по сравнению с алевролитами.

Юрский разрез представлен в основном мелко- и среднезернистыми псаммитами и алевролитами. Следует обратить внимание на очень однородный химический состав псаммитов. Они характеризуются высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (среднее 66,75%) и  $\text{Na}_2\text{O}$   $\text{K}_2\text{O}$  (среднее 6,78%) и низким — всех других компонентов. По значениям ГМ большая часть псаммитов является силитами (ГМ 0,30). Значения почти всех петрохимических модулей по разрезу изменяются незначительно, за исключением ТМ. Для него наблюдается довольно широкий разброс значений от 0,031 до 0,064. В сумме щелочей псаммитов преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$ , поэтому значения ЩМ 1. Высокое содержание щелочей свидетельствует о том, что в осадок поступал свежий обломочный материал, не затронутый процессами выветривания и дальнего переноса, т.е. пирокластический. На модульной диаграмме в координатах ГМ—НКМ (рис. 8) точки химических составов псаммитов располагаются в непосредственной близости от точки среднего химического состава дацитов [9]. По совокупности всех признаков эти псаммиты являются кислыми вулканами, для которых характерны высокая щелочность и низкие железистость и титанистость. Среди изученных псаммитов можно выделить дацитовые туфы и тефроиды. Тефроиды обладают практически теми же петрохимическими признаками, что и туфы, однако вследствие незначительной обработки обломочного материала в подвижной гидродинамической среде он может быть лучше дифференцирован по минеральному составу,

1. Химический состав юрских и триасовых пород Полоусного синклинория и северного фланга Кулар-Нерского террейна (в %)

| Возраст           | Образец           | Район                                                         | Порода  | 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> | П.П.П. | S    | Сумма  |
|-------------------|-------------------|---------------------------------------------------------------|---------|------------------|----------------------------------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|------|--------|
| J <sub>3</sub> ox | 11-АП-195         | Юг цен-<br>тральной<br>части Поло-<br>усного син-<br>клинория | Псаммит | 66,01            | 0,43                                                           | 13,88                          | 1,01                           | 1,68 | 0,07  | 0,94 | 3,77 | 3,63              | 3,48             | 0,12                          | 2,37            | 2,50   | 0,46 | 100,36 |
|                   | 11-АП-194         |                                                               |         | 70,60            | 0,50                                                           | 14,51                          | 0,94                           | 1,70 | 0,02  | 1,28 | 1,34 | 3,00              | 2,86             | 0,13                          | 0,00            | 3,39   | 0,05 | 100,33 |
|                   | 11-АП-192         |                                                               |         | 67,50            | 0,52                                                           | 14,91                          | 1,00                           | 2,34 | 0,04  | 1,51 | 1,79 | 3,96              | 3,30             | 0,13                          | 0,44            | 2,39   | 0,08 | 99,92  |
|                   | 11-АП-182         |                                                               |         | 68,47            | 0,53                                                           | 14,25                          | 0,38                           | 2,77 | 0,04  | 1,25 | 1,96 | 3,84              | 2,77             | 0,14                          | 0,00            | 3,14   | 0,01 | 99,57  |
|                   | 11-АП-184         |                                                               |         | 67,27            | 0,49                                                           | 13,14                          | 0,00                           | 2,12 | 0,08  | 1,06 | 4,21 | 3,93              | 2,95             | 0,13                          | 1,94            | 2,73   | 0,09 | 100,14 |
|                   | 11-АП-190         |                                                               |         | 68,53            | 0,55                                                           | 14,74                          | 1,07                           | 2,22 | 0,03  | 1,07 | 1,25 | 3,72              | 3,42             | 0,14                          | 0,00            | 2,78   | 0,03 | 99,57  |
|                   | 11-АП-198         |                                                               |         | 68,35            | 0,60                                                           | 14,78                          | 0,57                           | 2,75 | 0,03  | 1,15 | 1,65 | 3,48              | 3,32             | 0,15                          | 0,00            | 2,66   | 0,02 | 99,52  |
|                   | 11-АП-188         |                                                               |         | 66,52            | 0,59                                                           | 14,05                          | 2,15                           | 4,54 | 0,03  | 1,77 | 1,05 | 2,28              | 2,78             | 0,17                          | 0,00            | 3,35   | 0,03 | 99,32  |
|                   | 11-АП-171         |                                                               |         | 69,81            | 0,61                                                           | 14,36                          | 0,65                           | 2,29 | 0,05  | 0,46 | 1,48 | 4,06              | 3,02             | 0,15                          | 0,54            | 1,85   | 0,01 | 99,36  |
|                   | 11-АП-179         |                                                               |         | 68,43            | 0,65                                                           | 15,17                          | 0,77                           | 2,94 | 0,03  | 1,70 | 0,77 | 2,98              | 3,05             | 0,16                          | 0,00            | 3,33   | 0,03 | 100,01 |
|                   | 11-АП-170         |                                                               |         | 66,17            | 0,76                                                           | 14,09                          | 1,15                           | 3,19 | 0,05  | 1,54 | 2,57 | 4,10              | 2,63             | 0,19                          | 0,54            | 2,37   | 0,01 | 99,37  |
|                   | 11-АП-172         |                                                               |         | 66,31            | 0,84                                                           | 14,46                          | 1,24                           | 3,55 | 0,07  | 1,64 | 1,48 | 4,47              | 2,54             | 0,21                          | 0,54            | 2,45   | 0,00 | 99,81  |
|                   | 11-АП-169         |                                                               |         | 65,91            | 0,86                                                           | 14,26                          | 1,22                           | 3,59 | 0,06  | 1,03 | 3,08 | 3,90              | 2,43             | 0,19                          | 0,54            | 2,22   | 0,01 | 99,30  |
|                   | 11-АП-168         |                                                               |         | 61,51            | 0,83                                                           | 13,58                          | 2,97                           | 3,28 | 0,10  | 1,96 | 4,45 | 2,95              | 2,62             | 0,37                          | 2,72            | 2,99   | 0,02 | 100,35 |
|                   | 11-АП-167         |                                                               |         | 65,13            | 0,83                                                           | 13,05                          | 2,25                           | 3,81 | 0,05  | 1,61 | 3,08 | 3,12              | 2,19             | 0,28                          | 1,65            | 2,46   | 0,14 | 99,64  |
|                   | J <sub>2</sub> km |                                                               |         | 08-АП-84         | Северо-за-<br>падная<br>часть Поло-<br>усного син-<br>клинория |                                | 66,57                          | 0,49 | 14,96 | 1,33 | 2,29 | 0,05              | 0,05             | 2,88                          | 4,27            | 3,05   | 0,15 | 2,44   |
| 08-АП-85          |                   | 60,30                                                         | 0,61    | 13,86            |                                                                |                                | 1,17                           | 2,91 | 0,13  | 0,01 | 7,95 | 4,05              | 2,70             | 0,16                          | 3,63            | 2,69   | 0,09 | 100,26 |
| 08-АП-86          |                   | 66,52                                                         | 0,53    | 14,49            |                                                                |                                | 1,18                           | 2,54 | 0,04  | 0,14 | 3,83 | 4,89              | 2,83             | 0,15                          | 1,03            | 1,79   | 0,02 | 99,98  |
| 08-АП-09          |                   | 69,58                                                         | 0,47    | 14,05            |                                                                |                                | 0,89                           | 2,50 | 0,06  | 1,19 | 1,01 | 4,60              | 2,51             | 0,13                          | 1,08            | 1,18   | 0,04 | 99,29  |
| 08-АП-10          |                   | 66,09                                                         | 0,51    | 14,98            |                                                                |                                | 1,23                           | 2,18 | 0,10  | 1,98 | 2,51 | 4,14              | 3,57             | 0,16                          | 0,00            | 1,83   | 0,03 | 99,31  |
| 08-АП-11          |                   | 66,40                                                         | 0,67    | 15,12            |                                                                |                                | 0,29                           | 3,28 | 0,06  | 1,16 | 1,38 | 4,55              | 3,35             | 0,19                          | 1,06            | 1,74   | 0,04 | 99,29  |
| 08-АП-12          |                   | 69,27                                                         | 0,60    | 14,62            |                                                                |                                | 0,71                           | 2,49 | 0,07  | 0,97 | 1,70 | 4,24              | 3,09             | 0,17                          | 0,00            | 1,38   | 0,03 | 99,34  |
| 08-АП-14          |                   | 65,63                                                         | 0,71    | 14,12            |                                                                |                                | 1,52                           | 2,40 | 0,06  | 0,90 | 2,34 | 4,44              | 2,09             | 0,16                          | 2,59            | 1,88   | 0,77 | 99,61  |
| 08-АП-15          |                   | 65,31                                                         | 0,55    | 14,63            |                                                                |                                | 1,67                           | 2,06 | 0,10  | 0,51 | 3,51 | 3,52              | 3,12             | 0,15                          | 0,54            | 3,60   | 0,06 | 99,33  |
| 08-АП-16          |                   | 66,64                                                         | 0,49    | 15,13            |                                                                |                                | 0,56                           | 3,68 | 0,07  | 1,47 | 1,59 | 4,14              | 2,96             | 0,16                          | 0,54            | 1,82   | 0,03 | 99,28  |
| 08-АП-17          |                   | 68,92                                                         | 0,63    | 14,92            |                                                                |                                | 0,37                           | 2,87 | 0,06  | 0,94 | 1,59 | 4,36              | 2,81             | 0,17                          | 0,55            | 1,48   | 0,02 | 99,69  |
| 08-АП-18          |                   | 65,83                                                         | 0,56    | 15,41            |                                                                |                                | 0,81                           | 2,66 | 0,07  | 1,22 | 2,04 | 3,99              | 2,53             | 0,16                          | 2,21            | 2,10   | 0,04 | 99,63  |
| 08-АП-79          |                   | 69,55                                                         | 0,54    | 14,58            |                                                                |                                | 0,00                           | 3,03 | 0,06  | 1,33 | 1,84 | 4,24              | 2,47             | 0,16                          | 1,09            | 1,23   | 0,03 | 100,15 |
| 08-АП-80          |                   | 64,24                                                         | 0,56    | 13,52            |                                                                |                                | 0,57                           | 3,87 | 0,16  | 1,76 | 2,94 | 3,30              | 2,46             | 0,21                          | 1,06            | 5,31   | 0,07 | 100,03 |
| 08-АП-81          |                   | 65,20                                                         | 0,72    | 14,93            |                                                                |                                | 0,10                           | 4,11 | 0,06  | 1,36 | 1,84 | 4,58              | 2,82             | 0,18                          | 1,09            | 2,42   | 0,03 | 99,44  |
| 08-АП-82          |                   | 66,63                                                         | 0,70    | 15,05            |                                                                |                                | 0,00                           | 4,03 | 0,06  | 1,26 | 1,59 | 4,46              | 3,13             | 0,21                          | 0,54            | 1,72   | 0,07 | 99,45  |
|                   | 08-АП-13          | Алевролит                                                     |         | 62,87            | 0,70                                                           | 14,38                          | 0,80                           | 6,06 | 0,07  | 1,69 | 0,73 | 2,86              | 2,96             | 0,17                          | 1,08            | 5,32   | 0,04 | 99,73  |
|                   | 08-АП-83          |                                                               |         | 57,91            | 0,85                                                           | 16,37                          | 4,93                           | 0,98 | 0,06  | 2,77 | 1,33 | 2,93              | 3,47             | 0,26                          | 0,52            | 7,60   | 0,03 | 100,01 |

| Возраст           | Образец   | Район                                       | Порода    | 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> | П.П.П. | S    | Сумма  |
|-------------------|-----------|---------------------------------------------|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|--------|------|--------|
| J <sub>3</sub> ox | 11-АП-178 | Юг центральной части Полоусного синклинория | Алевролит | 68,15            | 0,50             | 14,05                          | 0,77                           | 2,56 | 0,03 | 1,29 | 2,34  | 2,28              | 3,39             | 0,15                          | 0,35            | 3,65   | 0,10 | 99,60  |
|                   | 11-АП-186 |                                             |           | 68,18            | 0,48             | 13,92                          | 0,40                           | 1,89 | 0,04 | 1,14 | 2,36  | 3,65              | 3,02             | 0,13                          | 1,36            | 2,77   | 0,12 | 99,48  |
|                   | 11-АП-196 |                                             |           | 67,12            | 0,57             | 15,28                          | 1,60                           | 2,42 | 0,03 | 1,47 | 0,97  | 2,67              | 3,93             | 0,23                          | 0,00            | 3,36   | 0,45 | 100,10 |
|                   | 11-АП-183 |                                             |           | 66,57            | 0,49             | 13,12                          | 1,02                           | 1,80 | 0,08 | 1,02 | 4,34  | 3,77              | 2,93             | 0,17                          | 1,95            | 2,49   | 0,00 | 99,76  |
|                   | 11-АП-187 |                                             |           | 61,69            | 0,56             | 14,44                          | 0,54                           | 1,97 | 0,14 | 1,27 | 5,39  | 2,69              | 3,73             | 0,16                          | 3,40            | 3,36   | 0,00 | 99,34  |
|                   | 11-АП-197 |                                             |           | 65,12            | 0,62             | 15,75                          | 1,58                           | 3,71 | 0,03 | 2,00 | 0,80  | 2,78              | 3,43             | 0,16                          | 0,00            | 3,48   | 0,01 | 99,47  |
|                   | 11-АП-181 |                                             |           | 68,79            | 0,62             | 15,13                          | 0,76                           | 2,77 | 0,03 | 1,50 | 0,94  | 3,01              | 3,32             | 0,18                          | 0,00            | 2,94   | 0,10 | 100,08 |
|                   | 11-АП-176 |                                             |           | 66,22            | 0,64             | 15,18                          | 1,14                           | 3,55 | 0,03 | 1,84 | 0,85  | 2,80              | 3,42             | 0,17                          | 0,00            | 3,39   | 0,16 | 99,40  |
|                   | 11-АП-191 |                                             |           | 66,67            | 0,68             | 14,98                          | 2,28                           | 2,36 | 0,03 | 1,75 | 0,71  | 2,66              | 3,68             | 0,19                          | 0,00            | 3,23   | 0,11 | 99,34  |
|                   | 11-АП-193 |                                             |           | 62,00            | 0,78             | 17,06                          | 1,54                           | 3,68 | 0,03 | 2,31 | 1,17  | 2,07              | 4,62             | 0,18                          | 0,00            | 4,79   | 0,01 | 100,24 |
|                   | 11-АП-180 |                                             |           | 66,64            | 0,75             | 15,79                          | 1,17                           | 3,29 | 0,03 | 1,90 | 0,48  | 2,18              | 3,51             | 0,21                          | 0,00            | 3,61   | 0,05 | 99,62  |
|                   | 11-АП-189 |                                             |           | 60,39            | 0,82             | 16,68                          | 1,72                           | 3,89 | 0,04 | 1,99 | 0,91  | 2,37              | 4,30             | 0,17                          | 0,00            | 6,59   | 0,04 | 99,91  |
|                   | 11-АП-174 |                                             |           | 66,42            | 0,75             | 15,05                          | 1,48                           | 3,26 | 0,04 | 1,79 | 0,74  | 2,59              | 3,12             | 0,20                          | 0,54            | 3,26   | 0,06 | 99,31  |
| T <sub>2</sub> l  | 11-АП-177 | Северный фланг Кулар-Нерского террейна      | Алевролит | 58,88            | 0,96             | 18,70                          | 2,25                           | 4,14 | 0,04 | 2,85 | 0,71  | 2,01              | 4,79             | 0,20                          | 0,00            | 4,72   | 0,11 | 100,37 |
|                   | 11-АП-185 |                                             |           | 59,93            | 0,92             | 17,79                          | 2,65                           | 3,61 | 0,03 | 2,89 | 0,77  | 2,04              | 4,86             | 0,20                          | 0,00            | 4,45   | 0,02 | 100,16 |
|                   | 11-АП-175 |                                             |           | 58,68            | 0,95             | 17,67                          | 1,65                           | 4,39 | 0,04 | 2,98 | 0,88  | 1,92              | 4,38             | 0,20                          | 0,00            | 5,64   | 0,09 | 99,47  |
|                   | 08-АП-08  |                                             | Псаммит   | 72,53            | 0,42             | 10,20                          | 5,17                           | 1,77 | 0,18 | 0,64 | 1,65  | 2,23              | 0,80             | 0,18                          | 0,54            | 3,13   | 0,03 | 99,47  |
|                   | 08-АП-07  |                                             | Алевролит | 67,12            | 0,38             | 9,13                           | 0,70                           | 3,53 | 0,23 | 2,28 | 4,76  | 3,14              | 0,85             | 0,26                          | 2,14            | 4,81   | 0,02 | 99,35  |
|                   | 08-АП-01  |                                             |           | 66,63            | 0,66             | 13,76                          | 6,58                           | 1,27 | 0,07 | 0,94 | 0,65  | 2,51              | 1,19             | 0,19                          | 1,11            | 4,07   | 0,03 | 99,66  |
|                   | 08-АП-02  |                                             |           | 57,09            | 0,77             | 13,73                          | 2,60                           | 6,38 | 0,30 | 2,74 | 1,95  | 0,12              | 2,00             | 0,18                          | 6,55            | 5,30   | 0,00 | 99,71  |
|                   | 08-АП-03  |                                             |           | 59,16            | 0,70             | 11,92                          | 6,48                           | 1,79 | 0,28 | 2,45 | 3,42  | 2,55              | 1,28             | 0,15                          | 5,13            | 4,26   | 0,02 | 99,59  |
|                   | 08-АП-04  |                                             |           | 54,36            | 1,13             | 15,36                          | 1,81                           | 6,90 | 0,23 | 2,48 | 2,30  | 1,67              | 2,22             | 0,23                          | 4,86            | 5,73   | 0,03 | 99,31  |
|                   | 08-АП-05  |                                             |           | 54,91            | 1,16             | 16,56                          | 5,09                           | 4,22 | 0,27 | 2,17 | 1,50  | 0,67              | 2,45             | 0,22                          | 4,92            | 5,36   | 0,03 | 99,53  |
|                   | 08-АП-06  |                                             |           | 57,12            | 1,10             | 17,10                          | 0,00                           | 8,19 | 0,09 | 2,16 | 0,37  | 0,17              | 3,00             | 0,21                          | 1,55            | 8,10   | 0,09 | 99,25  |
|                   | 08-ДВ-1   |                                             |           | 63,13            | 0,94             | 15,78                          | 2,97                           | 3,71 | 0,07 | 1,00 | 1,70  | 2,92              | 2,14             | 0,19                          | 1,82            | 3,73   | 0,16 | 100,26 |
|                   | 08-ДВ-2   |                                             |           | 65,75            | 0,76             | 12,70                          | 3,37                           | 3,94 | 0,10 | 0,11 | 3,17  | 3,25              | 0,98             | 0,19                          | 2,92            | 3,05   | 0,06 | 100,35 |
| T <sub>2</sub> a  | 08-ДВ-4   |                                             |           | 48,95            | 0,72             | 10,61                          | 2,15                           | 4,30 | 0,39 | 1,53 | 11,31 | 0,86              | 1,99             | 0,38                          | 12,47           | 4,40   | 0,04 | 100,10 |
|                   | 08-ДВ-5   |                                             |           | 59,41            | 1,15             | 15,85                          | 5,30                           | 3,21 | 0,08 | 0,51 | 3,11  | 2,41              | 2,24             | 0,18                          | 2,39            | 4,17   | 0,12 | 100,13 |
|                   | 08-ДВ-7   |                                             |           | 53,33            | 0,75             | 12,16                          | 2,65                           | 1,73 | 0,36 | 0,93 | 11,07 | 2,47              | 1,93             | 0,19                          | 9,69            | 2,90   | 0,09 | 100,25 |
|                   | 08-ДВ-8   |                                             |           | 55,23            | 1,17             | 18,41                          | 3,56                           | 6,09 | 0,24 | 0,71 | 3,80  | 1,88              | 2,86             | 0,30                          | 1,06            | 4,86   | 0,03 | 100,20 |
|                   | 08-ДВ-12  |                                             |           | 57,58            | 1,04             | 18,03                          | 5,78                           | 1,48 | 0,09 | 0,23 | 3,24  | 2,61              | 2,53             | 0,19                          | 2,61            | 4,80   | 0,00 | 100,21 |
|                   | 08-ДВ-10  |                                             |           | 53,97            | 1,16             | 16,78                          | 3,19                           | 5,44 | 0,15 | 0,56 | 3,28  | 1,55              | 2,66             | 0,17                          | 5,41            | 5,37   | 0,03 | 99,72  |
|                   | 08-ДВ-9   |                                             |           | 61,79            | 0,97             | 16,39                          | 5,55                           | 1,71 | 0,11 | 1,59 | 1,19  | 2,92              | 1,87             | 0,20                          | 1,52            | 3,90   | 0,10 | 99,81  |
|                   | 08-АП-23А |                                             | Псаммит   | 74,57            | 0,65             | 10,73                          | 0,31                           | 4,42 | 0,20 | 1,61 | 2,14  | 2,23              | 0,75             | 0,17                          | 0,55            | 1,75   | 0,02 | 100,10 |
|                   | 08-АП-23  |                                             |           | 79,05            | 0,57             | 9,34                           | 0,03                           | 3,46 | 0,07 | 1,15 | 0,93  | 2,62              | 0,80             | 0,19                          | 0,52            | 1,06   | 0,02 | 99,81  |

Примечание. Силикатные анализы выполнены в ИГ АБМ СО РАН, г. Якутск; аналитики: Д.А.Кулагина, О.К.Самсонова.



2. Петрохимические модули юрских и триасовых пород Полоусного синклинория и северного фланга Кулар-Нерского террейна

| Возраст           | Образец   | Район                                        | Порода  | ГМ   | АМ   | ФМ   | ТМ    | НМ   | КМ   | ЩМ   | НКМ  | ЖМ   | Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O |
|-------------------|-----------|----------------------------------------------|---------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------------------------------------|
| J <sub>3</sub> ox | 11-АП-195 | Юг центральной части Полоусного синклинория  | Псаммит | 0,26 | 0,21 | 0,06 | 0,031 | 0,26 | 0,25 | 1,04 | 0,51 | 0,19 | 7,11                               |
|                   | 11-АП-194 |                                              |         | 0,25 | 0,21 | 0,06 | 0,034 | 0,21 | 0,20 | 1,05 | 0,40 | 0,18 | 5,86                               |
|                   | 11-АП-192 |                                              |         | 0,28 | 0,22 | 0,07 | 0,035 | 0,27 | 0,22 | 1,20 | 0,49 | 0,22 | 7,26                               |
|                   | 11-АП-182 |                                              |         | 0,26 | 0,21 | 0,06 | 0,037 | 0,27 | 0,19 | 1,39 | 0,46 | 0,22 | 6,61                               |
|                   | 11-АП-184 |                                              |         | 0,24 | 0,20 | 0,05 | 0,037 | 0,30 | 0,22 | 1,33 | 0,52 | 0,16 | 6,88                               |
|                   | 11-АП-190 |                                              |         | 0,27 | 0,22 | 0,06 | 0,037 | 0,25 | 0,23 | 1,09 | 0,48 | 0,22 | 7,14                               |
|                   | 11-АП-198 |                                              |         | 0,27 | 0,22 | 0,07 | 0,041 | 0,24 | 0,22 | 1,05 | 0,46 | 0,22 | 6,80                               |
|                   | 11-АП-188 |                                              |         | 0,32 | 0,21 | 0,13 | 0,042 | 0,16 | 0,20 | 0,82 | 0,36 | 0,46 | 5,06                               |
|                   | 11-АП-171 |                                              |         | 0,26 | 0,21 | 0,05 | 0,042 | 0,28 | 0,21 | 1,34 | 0,49 | 0,20 | 7,08                               |
|                   | 11-АП-179 |                                              |         | 0,29 | 0,22 | 0,08 | 0,043 | 0,20 | 0,20 | 0,98 | 0,40 | 0,24 | 6,03                               |
|                   | 11-АП-170 |                                              |         | 0,29 | 0,21 | 0,09 | 0,054 | 0,29 | 0,19 | 1,56 | 0,48 | 0,30 | 6,73                               |
|                   | 11-АП-172 |                                              |         | 0,30 | 0,22 | 0,10 | 0,058 | 0,31 | 0,18 | 1,76 | 0,48 | 0,32 | 7,01                               |
|                   | 11-АП-169 |                                              |         | 0,30 | 0,22 | 0,09 | 0,060 | 0,27 | 0,17 | 1,60 | 0,44 | 0,32 | 6,33                               |
|                   | 11-АП-168 |                                              |         | 0,34 | 0,22 | 0,14 | 0,061 | 0,22 | 0,19 | 1,13 | 0,41 | 0,44 | 5,57                               |
|                   | 11-АП-167 |                                              |         | 0,31 | 0,20 | 0,12 | 0,064 | 0,24 | 0,17 | 1,42 | 0,41 | 0,44 | 5,31                               |
| J <sub>2</sub> km | 08-АП-84  | Северо-западная часть Полоусного синклинория |         | 0,29 | 0,22 | 0,06 | 0,033 | 0,29 | 0,20 | 1,40 | 0,49 | 0,24 | 7,32                               |
|                   | 08-АП-85  |                                              |         | 0,31 | 0,23 | 0,07 | 0,044 | 0,29 | 0,19 | 1,50 | 0,49 | 0,29 | 6,75                               |
|                   | 08-АП-86  |                                              |         | 0,28 | 0,22 | 0,06 | 0,037 | 0,34 | 0,20 | 1,73 | 0,53 | 0,25 | 7,72                               |
|                   | 08-АП-09  |                                              |         | 0,26 | 0,20 | 0,07 | 0,033 | 0,33 | 0,18 | 1,83 | 0,51 | 0,24 | 7,11                               |
|                   | 08-АП-10  |                                              |         | 0,29 | 0,23 | 0,08 | 0,034 | 0,28 | 0,24 | 1,16 | 0,51 | 0,23 | 7,71                               |
|                   | 08-АП-11  |                                              |         | 0,29 | 0,23 | 0,07 | 0,044 | 0,30 | 0,22 | 1,36 | 0,52 | 0,23 | 7,90                               |
|                   | 08-АП-12  |                                              |         | 0,27 | 0,21 | 0,06 | 0,041 | 0,29 | 0,21 | 1,37 | 0,50 | 0,21 | 7,33                               |
|                   | 08-АП-14  |                                              |         | 0,29 | 0,22 | 0,07 | 0,050 | 0,31 | 0,15 | 2,12 | 0,46 | 0,27 | 6,53                               |
|                   | 08-АП-15  |                                              |         | 0,29 | 0,22 | 0,07 | 0,038 | 0,24 | 0,21 | 1,13 | 0,45 | 0,25 | 6,64                               |
|                   | 08-АП-16  |                                              |         | 0,30 | 0,23 | 0,09 | 0,032 | 0,27 | 0,20 | 1,40 | 0,47 | 0,28 | 7,10                               |
|                   | 08-АП-17  |                                              |         | 0,27 | 0,22 | 0,06 | 0,042 | 0,29 | 0,19 | 1,55 | 0,48 | 0,21 | 7,17                               |
|                   | 08-АП-18  |                                              |         | 0,30 | 0,23 | 0,07 | 0,036 | 0,26 | 0,16 | 1,58 | 0,42 | 0,22 | 6,52                               |
|                   | 08-АП-79  |                                              |         | 0,26 | 0,21 | 0,06 | 0,037 | 0,29 | 0,17 | 1,72 | 0,46 | 0,20 | 6,71                               |
|                   | 08-АП-80  |                                              |         | 0,29 | 0,21 | 0,10 | 0,041 | 0,24 | 0,18 | 1,34 | 0,43 | 0,33 | 5,76                               |
|                   | 08-АП-81  |                                              |         | 0,31 | 0,23 | 0,09 | 0,048 | 0,31 | 0,19 | 1,62 | 0,50 | 0,27 | 7,40                               |
|                   | 08-АП-82  |                                              |         | 0,30 | 0,23 | 0,08 | 0,047 | 0,30 | 0,21 | 1,42 | 0,50 | 0,26 | 7,59                               |
|                   | 08-АП-13  | Алевролит                                    |         | 0,35 | 0,23 | 0,14 | 0,049 | 0,20 | 0,21 | 0,97 | 0,40 | 0,46 | 5,82                               |
|                   | 08-АП-83  |                                              |         | 0,40 | 0,28 | 0,15 | 0,052 | 0,18 | 0,21 | 0,84 | 0,39 | 0,35 | 6,40                               |

| Возраст          | Образец   | Район                                      | Порода    | ГМ   | АМ   | ФМ   | ТМ    | НМ   | КМ   | ЩМ   | НКМ  | ЖМ   | Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O |
|------------------|-----------|--------------------------------------------|-----------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------------------------------------|
| J <sub>3ox</sub> | 11-АП-178 | Юг центральной части Полюсного синклинория | Алевролит | 0,26 | 0,21 | 0,07 | 0,036 | 0,16 | 0,24 | 0,67 | 0,40 | 0,23 | 5,67                               |
|                  | 11-АП-186 |                                            |           | 0,25 | 0,20 | 0,05 | 0,034 | 0,26 | 0,22 | 1,21 | 0,48 | 0,16 | 6,67                               |
|                  | 11-АП-196 |                                            |           | 0,30 | 0,23 | 0,08 | 0,037 | 0,17 | 0,26 | 0,68 | 0,43 | 0,26 | 6,60                               |
|                  | 11-АП-183 |                                            |           | 0,25 | 0,20 | 0,06 | 0,037 | 0,29 | 0,22 | 1,29 | 0,51 | 0,21 | 6,70                               |
|                  | 11-АП-187 |                                            |           | 0,29 | 0,23 | 0,06 | 0,039 | 0,19 | 0,26 | 0,72 | 0,44 | 0,18 | 6,42                               |
|                  | 11-АП-197 |                                            |           | 0,33 | 0,24 | 0,11 | 0,039 | 0,18 | 0,22 | 0,81 | 0,39 | 0,32 | 6,21                               |
|                  | 11-АП-181 |                                            |           | 0,28 | 0,22 | 0,07 | 0,041 | 0,20 | 0,22 | 0,91 | 0,42 | 0,23 | 6,33                               |
|                  | 11-АП-176 |                                            |           | 0,31 | 0,23 | 0,10 | 0,042 | 0,18 | 0,23 | 0,82 | 0,41 | 0,30 | 6,22                               |
|                  | 11-АП-191 |                                            |           | 0,30 | 0,22 | 0,10 | 0,045 | 0,18 | 0,25 | 0,72 | 0,42 | 0,30 | 6,34                               |
|                  | 11-АП-193 |                                            |           | 0,37 | 0,28 | 0,12 | 0,046 | 0,12 | 0,27 | 0,45 | 0,39 | 0,29 | 6,69                               |
|                  | 11-АП-180 |                                            |           | 0,32 | 0,24 | 0,10 | 0,047 | 0,14 | 0,22 | 0,62 | 0,36 | 0,27 | 5,69                               |
|                  | 11-АП-189 |                                            |           | 0,38 | 0,28 | 0,13 | 0,049 | 0,14 | 0,26 | 0,55 | 0,40 | 0,32 | 6,67                               |
|                  | 11-АП-174 |                                            |           | 0,31 | 0,23 | 0,10 | 0,050 | 0,17 | 0,21 | 0,83 | 0,38 | 0,30 | 5,71                               |
|                  | 11-АП-177 |                                            |           | 0,44 | 0,32 | 0,16 | 0,051 | 0,11 | 0,26 | 0,42 | 0,36 | 0,33 | 6,80                               |
|                  | 11-АП-185 |                                            |           | 0,42 | 0,30 | 0,15 | 0,052 | 0,11 | 0,27 | 0,42 | 0,39 | 0,34 | 6,90                               |
|                  | 11-АП-175 |                                            |           | 0,42 | 0,30 | 0,15 | 0,054 | 0,11 | 0,25 | 0,44 | 0,36 | 0,33 | 6,30                               |
| T <sub>2</sub> I | 08-АП-08  | Северный фланг Кулар-Нерского террейна     | Псаммит   | 0,24 | 0,14 | 0,11 | 0,041 | 0,22 | 0,08 | 2,79 | 0,30 | 0,67 | 3,03                               |
|                  | 08-АП-07  |                                            |           | 0,21 | 0,14 | 0,10 | 0,042 | 0,34 | 0,09 | 3,69 | 0,44 | 0,47 | 3,99                               |
|                  | 08-АП-01  |                                            | Алевролит | 0,34 | 0,21 | 0,13 | 0,048 | 0,18 | 0,09 | 2,11 | 0,27 | 0,55 | 3,70                               |
|                  | 08-АП-02  |                                            |           | 0,42 | 0,24 | 0,21 | 0,056 | 0,01 | 0,15 | 0,06 | 0,15 | 0,64 | 2,12                               |
|                  | 08-АП-03  |                                            |           | 0,36 | 0,20 | 0,19 | 0,059 | 0,21 | 0,11 | 1,99 | 0,32 | 0,68 | 3,83                               |
|                  | 08-АП-04  |                                            |           | 0,47 | 0,28 | 0,21 | 0,074 | 0,11 | 0,14 | 0,75 | 0,25 | 0,54 | 3,89                               |
|                  | 08-АП-05  |                                            |           | 0,50 | 0,30 | 0,21 | 0,070 | 0,04 | 0,15 | 0,27 | 0,19 | 0,54 | 3,12                               |
|                  | 08-АП-06  |                                            |           | 0,46 | 0,30 | 0,18 | 0,064 | 0,01 | 0,18 | 0,06 | 0,19 | 0,45 | 3,17                               |
|                  | 08-ДВ-1   |                                            |           | 0,37 | 0,25 | 0,12 | 0,060 | 0,19 | 0,14 | 1,36 | 0,32 | 0,40 | 5,06                               |
|                  | 08-ДВ-2   |                                            |           | 0,32 | 0,19 | 0,11 | 0,060 | 0,26 | 0,08 | 3,32 | 0,33 | 0,55 | 4,23                               |
|                  | 08-ДВ-4   |                                            |           | 0,37 | 0,22 | 0,17 | 0,068 | 0,08 | 0,19 | 0,43 | 0,27 | 0,60 | 2,85                               |
|                  | 08-ДВ-5   |                                            |           | 0,43 | 0,27 | 0,15 | 0,073 | 0,15 | 0,14 | 1,08 | 0,29 | 0,51 | 4,65                               |
|                  | 08-ДВ-7   |                                            |           | 0,33 | 0,23 | 0,11 | 0,062 | 0,20 | 0,16 | 1,28 | 0,36 | 0,37 | 4,40                               |
|                  | 08-ДВ-8   |                                            |           | 0,53 | 0,33 | 0,19 | 0,064 | 0,10 | 0,16 | 0,66 | 0,26 | 0,51 | 4,74                               |
|                  | 08-ДВ-12  |                                            |           | 0,46 | 0,31 | 0,13 | 0,058 | 0,14 | 0,14 | 1,03 | 0,29 | 0,39 | 5,14                               |
|                  | 08-ДВ-10  |                                            |           | 0,50 | 0,31 | 0,17 | 0,069 | 0,09 | 0,16 | 0,58 | 0,25 | 0,49 | 4,21                               |
|                  | 08-ДВ-9   |                                            |           | 0,40 | 0,27 | 0,15 | 0,059 | 0,18 | 0,11 | 1,56 | 0,29 | 0,42 | 4,79                               |
|                  | 08-АП-23А |                                            | Псаммит   | 0,22 | 0,14 | 0,09 | 0,061 | 0,21 | 0,07 | 2,97 | 0,28 | 0,43 | 2,98                               |
|                  | 08-АП-23  |                                            |           | 0,17 | 0,12 | 0,06 | 0,061 | 0,28 | 0,09 | 3,28 | 0,37 | 0,36 | 3,42                               |
| T <sub>2</sub> a |           |                                            |           |      |      |      |       |      |      |      |      |      |                                    |
| T <sub>1</sub> o |           |                                            |           |      |      |      |       |      |      |      |      |      |                                    |

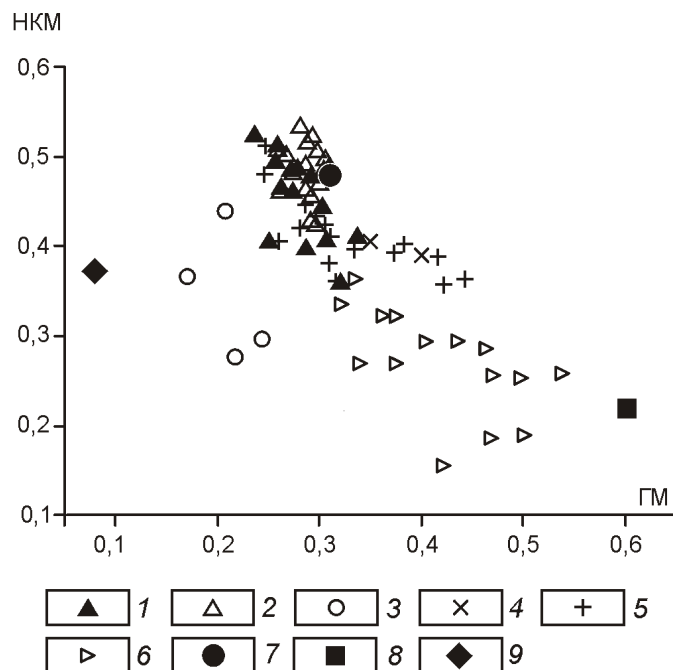


Рис. 8. Модульная диаграмма ГМ—НКМ для различных типов пород триаса и юры:

образцы псаммитовой размерности: 1 — оксфордского и кимериджского ярусов северо-западной части Полоусного синклиория, 2 — оксфордского яруса юга центральной части Полоусного синклиория, 3 — оленёцкого и ладинского ярусов северного фланга Кулар-Нерского террейна; алевролиты: 4 — кимериджского яруса северо-западной части Полоусного синклиория, 5 — оксфордского яруса юга центральной части Полоусного синклиория, 6 — анизийского и ладинского ярусов северного фланга Кулар-Нерского террейна; точки средних химических составов различных пород: 7 — дацит [9], 8 — базальт [1], 9 — песчаник [6]

чем в туфах. Поэтому в тефроидах несколько увеличены значения ТМ и меньше сумма щелочей. По этим признакам к туфам мы относим псаммиты с минимальными значениями ТМ, учитывая, что среднее его значение для дацитов 0,032. Четкой границы между туфами и тефроидами нет, т.к. степень обработки тефры может быть различной. Обломочный материал в туфах практически не окатан и не отсортирован (см. рис. 6).

Алевролиты по химическому составу близки к псаммитам, но по сравнению с ними отличаются более низким содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и повышенным —  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . По значениям ГМ они в основном сиаллиты. Щелочей много, почти столько же, сколько и в псаммитах, но преобладает  $\text{K}_2\text{O}$  (ЩМ 1). Значения ТМ изменяются от 0,034 до 0,054. На модульной диаграмме в координатах ГМ—НКМ (см. рис. 8) точки химических составов алевролитов образуют отдельный кластер. Различия в химических составах алевролитов и псаммитов обусловлены эоловой дифференциацией пеплового ма-

териала. При сильных извержениях вулкано-плинианского типа содержание  $\text{SiO}_2$  в периферийных зонах пеплопадов уменьшается, но увеличивается  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  [4]. Среди алевролитов по значениям ТМ также можно выделить туфы и тефроиды.

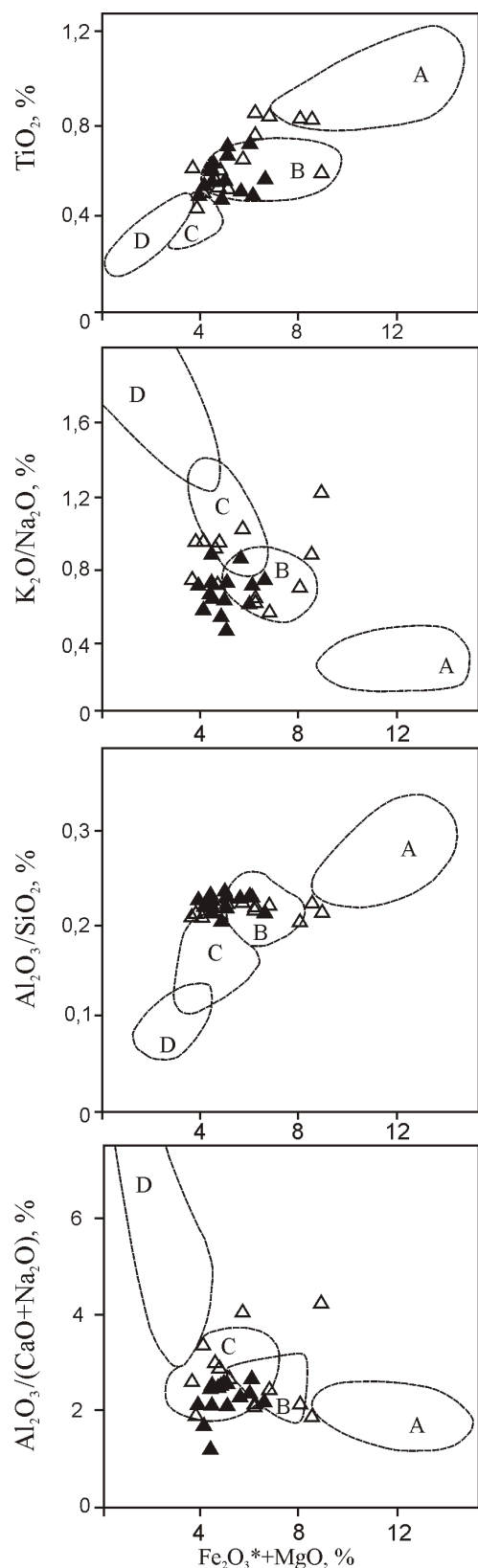
Псаммиты и алевролиты триасового возраста по химическому составу заметно отличаются от юрских. Они содержат значительно больше  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и гораздо меньше щелочей. Это связано с тем, что в осадок поступало большое количество обломочного материала основного состава.

Псаммиты триасового возраста характеризуются высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (67,12—79,05%) и по значениям ГМ 0,30 являются сиалитами. Щелочей содержится очень мало (2,98—3,99%), и в сумме преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$  (ЩМ 2,79—3,69). Следует отметить повышенные значения ТМ и ЖМ и низкие — ФМ, КМ, НКМ. Такие особенности химического состава свидетельствуют о том, что обломочный материал подвергся довольно длительному переносу, при котором содержание легкоподвижных элементов уменьшается ( $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}$ ), а осадок обогащается  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . На модульной диаграмме в координатах ГМ—НКМ (см. рис. 8) точки химических составов псаммитов триасового возраста тяготеют к точке среднего химического состава нормального песчаника по Ф.Кларку [6]. Наблюдаемое некоторое несоответствие в значениях модулей указывает на наличие двух разных источников, поставивших обломочный материал в бассейн седиментации. В псаммитах присутствует материал как кислого, так и основного состава (повышенные титанистость, железистость, глиноземистость). Аномально высокие значения ЩМ — следствие постседиментационного процесса альбитизации.

Алевролиты триасового возраста характеризуются значительной неоднородностью химического состава. Содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется от 48,95 до 66,63%. По значениям ГМ 0,30 все они сиаллиты. Содержание щелочей невысокое (2,12—5,14%), причем явного преобладания в сумме  $\text{Na}_2\text{O}$  или  $\text{K}_2\text{O}$  не наблюдается. Значения почти всех модулей изменяются в широких пределах при высоком содержании  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Все это является следствием смешения в разных пропорциях двух типов обломочного материала — основного и кислого. На модульной диаграмме в координатах ГМ—НКМ (см. рис. 8) точки их химических составов занимают довольно протяженную область между точками средних химических составов дацитов и базальтов. Постседиментационные изменения связаны с процессами альбитизации (очень высокие значения ЩМ) и адуляризации (низкие значения ЩМ).

Для определения геодинамических обстановок формирования юрских пород Полоусного синклиория использовались диаграммы М.Бхатия [13], Дж.Мэйнарда с соавторами [15] и Б.Розера [17]. На диаграммах для





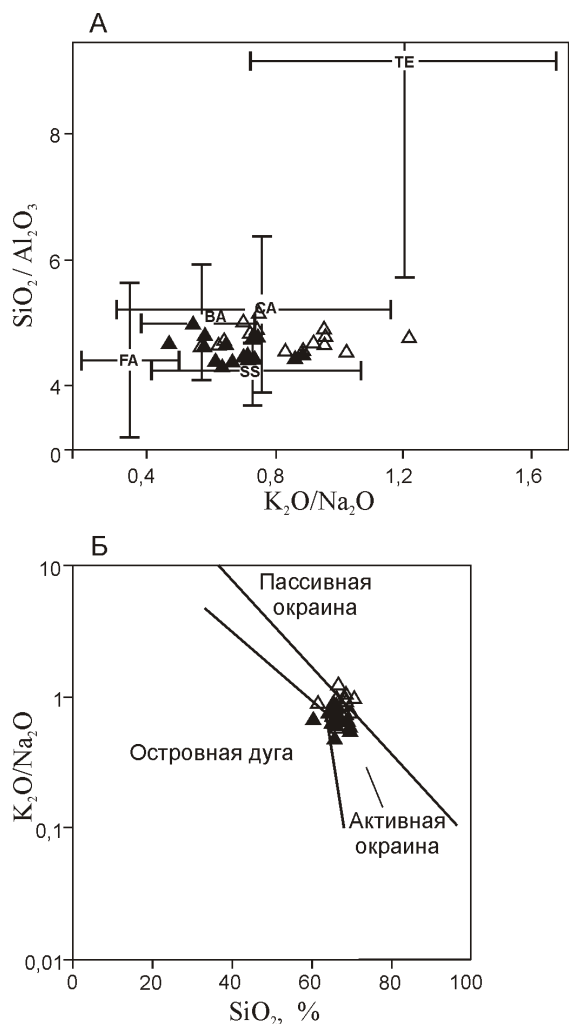
**Рис. 9. Положение фигуративных точек юрских псаммитов Полоусного синклинория на дискриминационных диаграммах [13] песчаников из различных геодинамических обстановок:**

поля диаграмм: А — океанические и В — континентальные островные дуги, С — активная и D — пассивная континентальные окраины; см. услов. обозн. к рис. 7

песчаников [13] практически все точки химических составов попадают в поля континентальных островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 9). На диаграмме в координатах  $K_2O/Na_2O—SiO_2/Al_2O_3$  для современных глубоководных песков [15] фигуративные точки химических составов тяготеют к полям пород из бассейнов, сопряженных с окраинно-континентальными дугами, осложненных сдвиговыми дислокациями, и задуговых бассейнов (рис. 10, А). На диаграмме в координатах  $SiO_2—K_2O/Na_2O$  [17] точки химических составов компактно группируются в поле активных окраин (см. рис. 10, Б). Таким образом, подавляющее большинство точек химических составов на всех диаграммах пород попадают в поля, соответствующие активным окраинам. На диаграммы не выносились фигуративные точки составов псаммитов триаса Кулар-Нерского террейна, так как эти породы были подвержены значительным постседиментационным изменениям.

Таким образом, было установлено, что турбидиты среднего триаса северного фланга Кулар-Нерского террейна накапливались в дистальной части севера Верхоянской пассивной окраины в пределах фронта дельты и в продельте крупной речной системы, возможно, палео-Таймыра [16]. Основные питающие провинции находились на западе, на северной окраине Северо-Азиатского (Сибирского) кратона. Косвенно об этом может свидетельствовать установленное по геохимическим признакам смешение основного и кислого обломочного материала. Первый мог появиться в результате размыва магматических образований, связанных с извержением Сибирских траппов, а природа второго пока неизвестна.

В оксфорд-кимериджское время продолжал формироваться Полоусный осадочный бассейн, в котором отлагались относительно мелководные фации фронтально-дельтовых и продельтовых турбидитов. Причем для северной части бассейна источники сноса осадочного материала располагались на северо-западе и, возможно, на севере, а для южной, скорее всего, существовали две питающие провинции — как северо-западная, так и располагавшаяся к юго-востоку на территории современного Селенняхского кряжа. В оксфорде и кимеридже к северу и северо-западу от Полоусного бассейна находилась Святоносско-Олойская, а к юго-востоку — Уяндина-Ясачненская магматические дуги [7, 10], в которых происходили синхронные излияния андезитов и базальтов. Размывом этих образований может быть объяснено присутствие обломков пород такого состава в псаммитах позднеюрского возраста. Однако, если на севере Полоусного бассейна осадочный материал поступал только с северо-запада и Святоносско-Олойская дуга была единственным главным поставщиком вулканогенной кластики, то на юге бассейна источники были, скорее всего, смешанные и для этой части бассейна были две питающие провинции — северо-западная и расположенный на юго-востоке Селенняхский



**Рис. 10. Положение фигуративных точек юрских псаммитов Полоусного синклинория на дискриминационных диаграммах песчаников:**

А — по работе [15]; пересекающиеся линии — стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов: TE — пассивных, SS (осложненных сдвиговыми дислокациями), СА (сопряженных с окраинно-континентальными дугами), ВА (с задуговыми бассейнами), FA (с преддуговыми бассейнами) — активных континентальных окраин; Б — по работе [17]; см. услов. обозн. к рис. 7

кряж, на котором размывались как вулканы Уянди-Ясачненской дуги, так и метаморфические породы ее фундамента.

Установленное по литохимическим данным широкое присутствие пирокластического материала дацитового состава в позднеюрских псаммитах пока не находит однозначного объяснения. С одной стороны, на востоке Святоносско-Олойской дуги в это время происходили излияния эффузивов риолит-дацитового состава на фоне проявления базальт-андезитового вулканизма [10], которые могли быть поставщиком пирокластиков в Полоусный бассейн осадконакопления. С другой, западный фланг этой дуги еще недостаточно изучен, так как большей частью перекрыт

кайнозойскими отложениями Приморской низменности, и здесь можно ожидать более широкое присутствие вулканитов кислого состава.

Исследование выполнено в рамках бюджетного проекта НИР VII.54.1.7. (№ гос. рег. 0120.1051145) при частичной поддержке грантами РФФИ (11-05-00787, 10-05-00718) и Программы ОНЗ-10.2. Авторы выражают признательность М.Д.Булгаковой за методическую помощь при петрографическом описании пород.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус А.А. Геохимия литосферы. — М.: Недра, 1972.
2. Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Ивсенен Г.В. Литохимия верхнекаменноугольных—нижнепермских и триасовых отложений восточного крыла Куранахского антиклинария (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 75—83.
3. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-53-XIX-XX. — М., 1981.
4. Гущенко И.И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. — М.: Наука, 1965.
5. Константиновский А.А., Липчанская Л.Н. Строение и формирования северной части Яно-Колымской складчатой системы (Якутия) // Геотектоника. 2011. № 6. С. 40—57.
6. Мейсон Б. Основы геохимии. — М.: Недра, 1971.
7. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7—42.
8. Прокопьев А.В., Ивсенен 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.
9. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, 1986.
10. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
11. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. — Екатеринбург, 2010.
12. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — СПб: Наука, 2000.
13. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. № 6. Pp. 611—627.
14. Harris D.B., Toro J., Prokopiev A.V., Miller E.L. Cretaceous tectonic and magmatic evolution of the Kular Dome, northeast Russia // Abstract T31A-2143 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13—17 Dec. 2010.
15. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. — Oxford et al., 1982. Pp. 551—561.
16. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V. et al. Triassic River Systems of Northern Pangea // ICAM VI Abstract Volume, Fairbanks, University of Alaska, USA, 2011. Pp. 132—134.
17. 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.

## **Rb-Sr систематика различной степени алмазоносности кимберлитовых трубок Далдынского кимберлитового поля (Якутия)**

А.И.ЗАЙЦЕВ, А.П.СМЕЛОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Впервые рассмотрена Rb-Sr изотопная систематика кимберлитов Далдынского поля. Установлена широкая вариация содержаний Rb и Sr и величин первичного изотопного отношения стронция кимберлитов с различной степенью алмазоносности. В пределах поля не выявлено четких различий Rb-Sr систем кимберлитов различной степени алмазоносности, но намечается отчетливая тенденция изменения средних содержаний Rb, Sr и первичных изотопных отношений стронция кимберлитов трубок от средней величины их алмазоносности.

*Ключевые слова:* кимберлиты, изотопы стронция, Далдынское кимберлитовое поле, Якутия.

Зайцев Альберт Иванович, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Смелов Александр Павлович, a.p.smelov@diamond.ysn.ru

## **Rb-Sr systematic of varying degrees of diamond content of kimberlite pipes of the Daldyn field (Yakutia)**

A.I.ZAITSEV, A.P.SMELOV

Rb-Sr isotope systematic of kimberlites of the Daldyn field is considered for the first time. Wide variation in Rb and Sr content and value of the primary isotope Sr composition of kimberlites of different degree of diamond content is determined. Within the field is not found a clear distinction Rb-Sr systems of varying degrees of diamond-bearing kimberlites, but planned a distinct trend in the average contents of rubidium, strontium, and strontium isotope ratios of primary kimberlite pipes from the average value of their diamond content.

*Key words:* kimberlites, strontium isotopes, Daldyn kimberlite field, Yakutia.

Ранее исследователями было показано, что химический состав кимберлитов может быть использован как критерий их алмазоносности [3, 5, 8, 10, 15, 16, 19, 20 и др.]. Было также установлено, что по ряду элементов-примесей алмазоносные кимберлиты южных и неалмазоносные кимберлиты северных полей существенно различаются [14]. Осталось только неясно связано ли это с их разным возрастом или составом. В пределах разновозрастного Алакит-Мархинского поля с промышленной алмазоносностью были изучены кимберлиты трубки Айхал [10] и установлена связь их алмазоносности с распределением редкоземельных элементов. Авторы так же провели исследования Rb-Sr систематики алмазоносных и неалмазоносных кимберлитовых тел Алакит-Мархинского кимберлитового поля и установили их различия по изотопной Rb-Sr систематике (содержание Sr и Rb/Sr и первичный изотопный состав стронция) [12]. В данной статье показаны результаты изучения кимберлитов Далдынского кимберлитового поля различной степени алмазоносности.

Далдынское кимберлитовое поле (рис. 1) расположено в бассейне рек Далдын—Марха—Сытыкан в 15—20 км на северо-восток от Алакит-Мархинского поля, в пределах Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоны разломов. Поле размером

30 × 26 км включает более 83 кимберлитовых тел (трубки, дайки и жилы). Поле локализовано в центральной части Тунгского террейна в составе Далдыно-Алакитского орогенного пояса, кора которого имеет архейско-палеопротерозойский возраст [13]. В геологическом строении района принимают участие карбонатные породы раннего палеозоя, пластовые интрузии пермо-триасовой трапповой формации и кимберлитовые тела. Большинство последних приурочено к тектоническим нарушениям субширотного простирания или к узлам пересечения этих разломов с нарушениями северо-западного или субмеридионального простираний. Кимберлитовые тела расположены в виде цепочек или кустов, нередко представляют собой одиночные тела. При этом большинство кимберлитовых тел в плане локализовано в пределах пространственно разобщенных «кимберлитоконтролирующих» зон северо-восточного простирания, прослеживаемых от Алакит-Мархинского поля. По данным Ф.Ф.Брахфогеля [6], тела кимберлитов локализованы в отложениях олдондинской (нижний ордовик) и моркокинской (верхний кембрий) свит. Геологическое обоснование возраста основано на обнаружении в трубках Маастахская, Зарница, Молодежная, Удачная и Сибирская (см. рис. 1) ксенолитов осадочных пород с остатками фауны силура и девона. Наиболее молодые представители



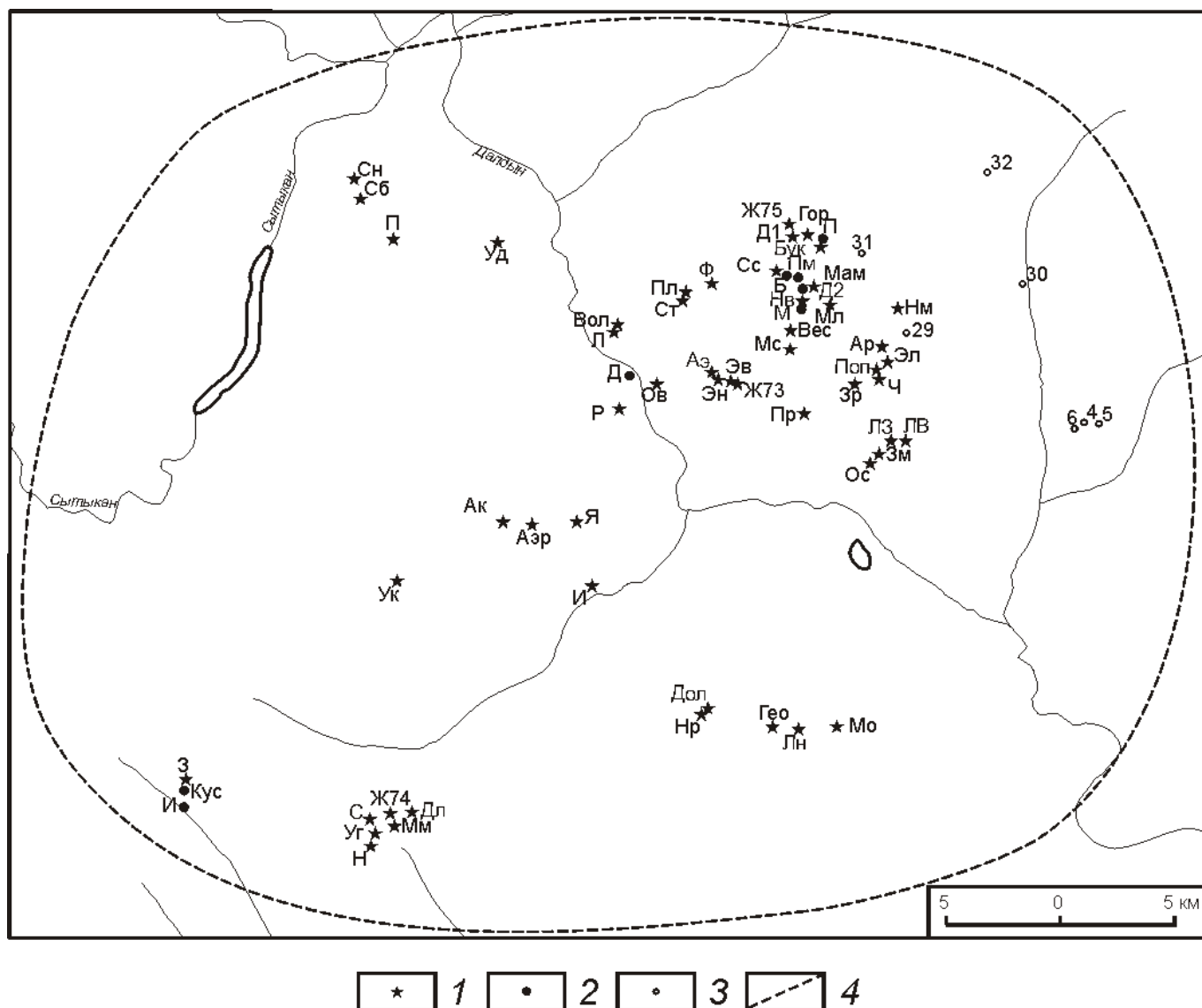


Рис. 1. Схема Далдынского кимберлитового поля:

1 — алмазоносные кимберлитовые трубки; 2 — кимберлитовые трубки, жилы и дайки; 3 — геофизические аномалии трубчатого типа; 4 — предполагаемая граница кимберлитового поля; кимберлитовые тела: Ак — Академическая, Ар — Аргыс, Аэ — Аэромагнитная, Аэр — Аэрофотосъемочная, Б — Барыгина, Бук — Буковинская, Вес — Веснушка, Вол — Волжанка, Гео — Геофизическая, Гор — Горняцкая, Д1 — Дайковая 1, Д2 — Дайковая 2, Д — Далдынская, Дл — Дальняя, Дол — Долгожданная, Ж73 — жила 73, Ж74 — жила 74, Ж75 — жила 75, З — Загадочная, Зр — Зарница, Зм — Зимняя, И — Ильменитовая, Кус — имени Кускова, П — имени Поповой, Поп — имени Попугаевой, И — Иреляхская, Лн — Ленинградская, ЛВ — Летняя Восточная, ЛЗ — Летняя Западная, Л — Любимая, М — Макатонская, Мл — Малютка, Мам — Мамотка, Мс — Маастахская, Мм — Мамбо, Мо — Молодежная, Нв — Невидимка, Нм — Немагнитная, Н — Ну, погоди, Нр — Нюрбинская, О — Овал, Ос — Осенняя, П — Полуночная, Пл — Полярная, Пр — Прогнозная, Пм — Промежуточная, Р — Ротфронт, С — Саратовская, С — Сибирская, Сн — Синильга, Сс — Соседняя, Ст — Студенческая, Уг — Угадайка, Уд — Удачная, Ук — Украинская, Ф — Фестивальная, Ч — Чебурашка, Эв — Эврика, Эл — Электра, Эн — Эндир, Я — Якутская, 4 — Ан-4, 5 — Ан-5, 6 — Ан-6, 29 — Ан-29, 30 — Ан-30, 31 — Ан-31, 32 — Ан-32

фауны — брахиоподы живетского и франского ярусов. В трубках отсутствуют обломки траппов, а кимберлиты трубки Ленинградская секутся дайкой долеритов триасового возраста [13]. Таким образом, по геологическим данным формирование кимберлитовых тел в пределах Далдынского поля происходило в интервале

средний ордовик—пермь и, по мнению Ф.Ф.Брахфогеля [6], вероятный интервал формирования кимберлитового поля поздний фамен—ранний турне (374—345 млн.лет).

Среднепалеозойский возраст кимберлитовых тел поля подтверждается полученными Rb-Sr дати-

ровками, а также известными литературными данными по определению другими изотопными методами в различных лабораториях мира [13].

При изучении кимберлитов были проанализированы основная связующая масса пород (ОСМ), выделенная по методу работы [7], а также силикатная (СФ) и карбонатная фракции (КФ), полученные с применением методики кислотного выщелачивания [11]. Изотопный состав стронция анализировался на масс-спектрометре МИ-1201-Т без добавления индикатора, а содержания Rb и Sr измерялись методом двойного изотопного разбавления [11]. Дифференцированное изучение Rb-Sr систем ОСМ кимберлитов позволило, с одной стороны, определить распределение Rb и Sr в пределах составляющих матрицу фракций (табл. 1), с другой, оценить возраст индивидуальных образцов (см. табл. 1), используя внутреннюю трехточечную изохрону (валовый состав ОСМ, СФ и КФ). Степень алмазоносности кимберлитовых трубок Далдынского поля оценена по К.П.Аргунову [2].

Анализ характера Rb-Sr систематики кимберлитов поля дает следующую картину. Распределение Rb и Sr в валовом составе ОСМ относительно неравномерное (табл. 2). Богато- и высокоалмазоносные кимберлиты (трубки Удачная Западная и Удачная Восточная) имеют близкие пределы содержаний (4,3—27,25 мкг/г) и средние значения Rb (11,43, 7,66 и 12,21, 5,26 мкг/г). Кимберлиты поля с повышенной степенью алмазоносности по содержанию рубидия также попадают в пределы их значений для богато- и высокоалмазоносных кимберлитов (3,09—24,43 мкг/г), но отличаются по средним значениям элемента (трубка Зарница 4,82, 1,42 мкг/г, трубка Дальняя 15,70, 8,50 мкг/г). Кимберлитовые тела с известной, но не промышленной алмазоносностью (трубки Иреляхская, Геофизическая, Молодежная, Полуночная 1), также содержат Rb в пределах, характерных для других кимберлитов поля (4,55, 23,68 мкг/г), но неодинаковы по средним значениям (от 8,12 мкг/г для кимберлитов трубки Молодежная, до 21,40, 3,23 мкг/г для кимберлитов трубки Полуночная 1). Неалмазоносные кимберлиты характеризуются в среднем более высокими содержаниями Rb от 23,31 до 28,06 мкг/г (трубка Загадочная, жила Полуночная 2).

Содержание стронция в валовом составе ОСМ колеблется в широких пределах (27,13—286,12 мкг/г) и по средним значениям имеет тенденцию к снижению с уменьшением степени алмазоносности пород. Максимально высокие содержания Sr (см. таблицы 1 и 2) также характерны для кимберлитовых пород богато- и высокоалмазоносных тел (Удачная Западная и Удачная Восточная). Соответственно в направлении от богато- и высокоалмазоносных кимберлитов к неалмазоносным наблюдается тенденция увеличения значений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (см. табл. 2).

Силикатная фракция кимберлитов относительно валового состава основной связующей массы харак-

теризуется в целом более высоким и очень неравномерным содержанием Rb (3,4—73,59 мкг/г) и более низким и неравномерным содержанием Sr (2,05—287,9 мкг/г). В среднем содержание Rb в СФ ОСМ неалмазоносных кимберлитов (38,57—73,59 мкг/г) выше, чем в кимберлитах различной степени алмазоносности (3,4—36,24 мкг/г). По содержанию Sr в СФ ОСМ кимберлитов эти породы практически не различаются. Величины  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  для СФ ОСМ достаточно высокие и превышают таковые для валового состава ОСМ кимберлитов (0,04—7,60) и в среднем выше для неалмазоносных кимберлитов (4,54—6,80, см. табл. 2). Основной концентратор Sr в кимберлитах КФ ОСМ, содержание которой по результатам процедуры выщелачивания 17,87—59,52% и в среднем несколько выше для неалмазоносных кимберлитов (45,64—59,52%). Содержание Sr в КФ изменяется в широком диапазоне (52,28—463,36 мкг/г) и распределено неравномерно в пределах кимберлитовых тел (см. табл. 2). Характерно, что по содержанию Sr в КФ, в отличие от кимберлитов Алаakit-Мархинского поля [12], различие между алмазоносными и неалмазоносными телами не отмечается. Ряд образцов кимберлитов характеризуют относительно повышенные содержания Rb в КФ (до 15,52 мкг/г). Этот элемент не входит в структуру карбонатных минералов и его наличие в КФ, вероятно, связано с процедурой выщелачивания ОСМ и выносом в выщелат Rb, находящегося в СФ в слабосвязанной форме в межзерновом пространстве породы. Между содержанием Sr в карбонатной фракции и валовом составе ОСМ наблюдается отчетливая положительная зависимость (коэффициент корреляции 0,918). Таким образом, распределение Sr в валовом составе ОСМ в основном контролируется содержанием элемента в карбонатной фракции.

Первичные изотопные отношения Sr ( $I_0$ ) в ОСМ кимберлитов изменяются в широких пределах (от 0,7031 до 0,7103). Значительная Sr-изотопная гетерогенность кимберлитов наблюдается также в пределах отдельных тел поля (см. табл. 1), что предполагает разнообразные источники стронция в кимберлитах. Природа этой изотопной гетерогенности в большой степени, вероятно, связана с процессами смешения первичных, возможно изначально гетерогенных, мантийных магм при подъеме их к поверхности и на уровне становления с вмещающими осадочными породами. В целом отмечается отрицательная тенденция зависимости между  $I_0$  кимберлитов и содержанием Sr в КФ ОСМ. Наиболее сильная вариация значений  $I_0$  и содержаний Sr в КФ характерна для кимберлитов из богато- и высокоалмазоносных тел. Вероятно, это может свидетельствовать о возможном наличии в этих трубках кимберлитовых магм, сформированных из различных по геохимическим свойствам протолитов, отличающихся как по содержанию Sr, так и по его изотопному составу. Частично повышен-

# 1. Результаты Rb-Sr анализа кимберлитов Далдынского кимберлитового поля

| Образцы                                                        | Материал                        | <sup>87</sup> Rb, мкг/г | <sup>86</sup> Sr, мкг/г | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | Возраст, млн.лет | I <sub>0</sub> |
|----------------------------------------------------------------|---------------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------|----------------|
| <i>Трубка Удачная Западная (богато алмазоносная 600 у.е.)</i>  |                                 |                         |                         |                                    |                                    |                  |                |
| Рс-715                                                         | КБА                             | 7,8574                  | 74,2911                 | 0,1046                             | 0,7071                             | 376 1            | 0,70654 1      |
|                                                                | СФ                              | 9,4873                  | 10,7685                 | 0,8709                             | 0,7112                             |                  |                |
|                                                                | КФ (33,29)                      | 4,5912                  | 201,587                 | 0,0225                             | 0,7067                             |                  |                |
| Рс-716                                                         | КБМ                             | 6,5233                  | 41,3842                 | 0,1558                             | 0,7076                             | 338 1            | 0,70685 1      |
|                                                                | СФ                              | 7,6422                  | 14,8288                 | 0,5094                             | 0,7093                             |                  |                |
|                                                                | КФ (32,29)                      | 4,177                   | 97,0691                 | 0,0425                             | 0,7071                             |                  |                |
| Рс-717                                                         | КБМ                             | 12,449                  | 42,966                  | 0,2864                             | 0,7071                             | 335 1            | 0,70574 2      |
|                                                                | СФ                              | 15,798                  | 2,0534                  | 7,6052                             | 0,7420                             |                  |                |
|                                                                | КФ (38,77)                      | 7,1589                  | 105,58                  | 0,0658                             | 0,7061                             |                  |                |
| Рс-718                                                         | КБМ                             | 4,6341                  | 32,5189                 | 0,1409                             | 0,7071                             | 348 27           | 0,70554 8      |
|                                                                | СФ                              | 21,642                  | 6,9008                  | 3,9595                             | 0,7251                             |                  |                |
|                                                                | КФ (44,58)                      | 0                       | 64,3663                 | 0                                  | 0,7047                             |                  |                |
| Рс-719                                                         | КБМ                             | 7,3021                  | 27,1296                 | 0,2661                             | 0,7085                             | 384 2            | 0,70718 2      |
|                                                                | СФ                              | 10,394                  | 2,2678                  | 4,5308                             | 0,7296                             |                  |                |
|                                                                | КФ (49,71)                      | 4,1737                  | 52,2815                 | 0,0789                             | 0,7076                             |                  |                |
| Рс-913                                                         | Кальцит                         | —                       | —                       | —                                  | 0,7060                             | —                | 0,7060         |
| А-4977                                                         | КБА                             | 7,4029                  | 30,6499                 | 0,2854                             | 0,7103                             | 348 28           | 0,70900 73     |
|                                                                | СФ                              | 11,026                  | 3,4623                  | 3,148                              | 0,7246                             |                  |                |
|                                                                | КФ (48,75)                      | 3,5939                  | 59,2317                 | 0,06                               | 0,7094                             |                  |                |
| А-4974                                                         | КБА                             | 8,4117                  | 45,976                  | 0,1808                             | 0,7108                             | 599 1            | 0,70926 1      |
|                                                                | СФ                              | 11,724                  | 16,9356                 | 0,6843                             | 0,7151                             |                  |                |
|                                                                | КФ (49,15)                      | 4,9847                  | 76,0209                 | 0,0648                             | 0,7098                             |                  |                |
| Рс-1606                                                        | КБМ                             | 21,076                  | 139,79                  | 0,149                              | 0,7056                             | 373 2            | 0,70481 3      |
|                                                                | СФ                              | 29,059                  | 9,6062                  | 2,9904                             | 0,7207                             |                  |                |
|                                                                | КФ (45,61)                      | 11,557                  | 295,034                 | 0,0387                             | 0,705                              |                  |                |
| Рс-1607                                                        | КБМ                             | 27,251                  | 232,096                 | 0,1161                             | 0,7075                             | 391 3            | 0,70685 5      |
|                                                                | СФ                              | 36,236                  | 70,0504                 | 0,5113                             | 0,7097                             |                  |                |
|                                                                | КФ (41,20)                      | 14,426                  | 463,365                 | 0,0308                             | 0,707                              |                  |                |
| К-8 <sup>а</sup>                                               | Карбонат, кимберлит             | —                       | 281,3                   | —                                  | 0,7072                             | —                | 0,7072         |
| 76-875 <sup>а</sup>                                            | Кальцит ОСМ, слюдяной кимберлит |                         | 194                     |                                    | 0,7058                             | 338              | 0,7058         |
| 15/78 <sup>а</sup>                                             | Карбонат из КБМ                 |                         | 84,26                   |                                    | 0,7072                             |                  | 0,7072         |
| <i>Трубка Удачная Восточная (высоко алмазоносная 600 у.е.)</i> |                                 |                         |                         |                                    |                                    |                  |                |
| Рс-710                                                         | КБМ, скв.218 (50)               | 4,2999                  | 51,9901                 | 0,0818                             | 0,7074                             | 421 10           | 0,70637 55     |
|                                                                | СФ                              | 17,659                  | 26,7983                 | 0,6514                             | 0,7102                             |                  |                |
|                                                                | КФ (32,03)                      | 0                       | 105,449                 | 0                                  | 0,7059                             |                  |                |
| РС-711                                                         | КБМ, скв.218 (220)              | 8,5417                  | 286,1242                | 0,0295                             | 0,7079                             | 716 3            | 0,70760 1      |
|                                                                | СФ                              | 11,5050                 | 287,9032                | 0,0395                             | 0,708                              |                  |                |
|                                                                | КФ (30,27)                      | 1,7161                  | 282,026                 | 0,0062                             | 0,7077                             |                  |                |
| Рс-712                                                         | КБМ, скв.218 (530)              | 18,5630                 | 106,577                 | 0,1722                             | 0,7077                             | 354 33           | 0,70680 19     |
|                                                                | СФ                              | 29,613                  | 43,3737                 | 0,6749                             | 0,7102                             |                  |                |
|                                                                | КФ (33,75)                      | 0                       | 230,644                 | 0                                  | 0,7068                             |                  |                |
| Рс-713                                                         | КБМ, скв.218 (770)              | 10,382                  | 76,529                  | 0,1455                             | 0,7064                             | 346 9            | 0,70571 19     |
|                                                                | СФ                              | 14,575                  | 5,6817                  | 2,5357                             | 0,7182                             |                  |                |
|                                                                | КФ (37,73)                      | 3,4616                  | 193,456                 | 0,0177                             | 0,7058                             |                  |                |



| Образцы                                                             | Материал                                        | <sup>87</sup> Rb,<br>мкг/г | <sup>86</sup> Sr, мкг/г | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | Возраст,<br>млн.лет | I <sub>0</sub> |
|---------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|----------------------------|-------------------------|------------------------------------|------------------------------------|---------------------|----------------|
| Рс-714                                                              | КБМ, скв.218 (910)                              | 8,4474                     | 134,89                  | 0,0619                             | 0,7074                             | 401 2               | 0,70705 2      |
|                                                                     | СФ                                              | 11,397                     | 34,6907                 | 0,3247                             | 0,7089                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (35,52)                                      | 3,0935                     | 316,785                 | 0,0096                             | 0,7071                             |                     |                |
| А-4968                                                              | КБМ, скв.218 (50)                               | 12,99                      | 51,0955                 | 0,2513                             | 0,7095                             | 374 1               | 0,70816 2      |
|                                                                     | СФ                                              | 21,44                      | 14,3985                 | 1,4724                             | 0,716                              |                     |                |
|                                                                     | КФ (42,12)                                      | 1,4253                     | 101,317                 | 0,0139                             | 0,7082                             |                     |                |
| А-4974                                                              | КБМ, скв.218 (770)                              | 9,5035                     | 115,315                 | 0,0815                             | 0,7088                             | 756 2               | 0,70792 3      |
|                                                                     | СФ                                              | 14,728                     | 41,5951                 | 0,3501                             | 0,7117                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (37,73)                                      | 0,8808                     | 236,595                 | 0,0037                             | 0,708                              |                     |                |
| А-4972                                                              | КБМ, скв.218 (910)                              | 11,077                     | 74,2818                 | 0,1474                             | 0,711                              | 374 / 1             | 0,71032 13     |
|                                                                     | СФ                                              | 17,865                     | 11,2245                 | 1,5733                             | 0,7186                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (45,36)                                      | 2,8975                     | 150,27                  | 0,0191                             | 0,7103                             |                     |                |
| UVK-1 <sup>В</sup>                                                  | Кимберлит                                       | 16,5564                    | 46,464                  | 0,3521                             | 0,70616                            |                     | 0,7044         |
| 80Uv/8m <sup>Г</sup>                                                | Кимберлит                                       | 8,6269                     | 57,4053                 | 0,1486                             | 0,7052                             |                     | 0,7044         |
| Uv301 <sup>В</sup>                                                  | Кимберлит                                       | 23,4171                    | 67,541                  | 0,3488                             | 0,7058                             |                     | 0,7040         |
| Uv-95/93 <sup>В</sup>                                               | Кимберлит                                       | 14,1183                    | 62,7264                 | 0,2222                             | 0,7053                             |                     | 0,7042         |
| Рс-325                                                              | Монтичеллитовый альнеит,<br>дайка в трубке      | 8,6844                     | 57,1976                 | 0,1501                             | 0,7080                             | 346 19              | 0,70723 22     |
|                                                                     | СФ                                              | 8,3066                     | 6,7095                  | 1,3711                             | 0,7140                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (32,38)                                      | 9,4734                     | 162,633                 | 0,0576                             | 0,7075                             |                     |                |
| Жила №4, дотрубочная                                                |                                                 |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| 77-794 <sup>Б</sup><br>77-794 <sup>Б</sup><br>77-794-1 <sup>Б</sup> | Кимберлит                                       | 11,3400                    | 8,7120                  | 1,2867                             |                                    |                     |                |
|                                                                     | СФ                                              | 10,5519                    | 8,8088                  | 1,1140                             | 0,7138                             |                     |                |
|                                                                     | Кимберлит, измененный                           | 6,5205                     | 45,4960                 | 0.1416                             |                                    |                     |                |
| 77-794 <sup>Б</sup>                                                 | Кальцит из кимберлита, эк-<br>зоконтакт (24,00) |                            | 242,0000                |                                    | 0,7060                             |                     | 0,7060         |
| Трубка Дальняя (повышенно алмазоносная 46,6 у.е.)                   |                                                 |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-1697                                                             | КБМ                                             | 4,0276                     | 57,7439                 | 0,0689                             | 0,7099                             | 358± 1              | 0,70955±1      |
|                                                                     | СФ                                              | 4,4965                     | 49,9668                 | 0,089                              | 0,7100                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (23,84)                                      | 2,5134                     | 82,8579                 | 0,03                               | 0,7097                             |                     |                |
| Рс-1761                                                             | КБА                                             | 16,874                     | 42,4094                 | 0,3933                             | 0,7085                             | 315 2               | 0,70674 33     |
|                                                                     | СФ                                              | 20,451                     | 4,345                   | 4,6527                             | 0,7276                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (29,00)                                      | 8,1159                     | 135,602                 | 0,0592                             | 0,7070                             |                     |                |
| Рс-1561                                                             | КБМ                                             | 17,477                     | 55,3733                 | 0,312                              | 0,7061                             | 382 2               | 0,70435 1      |
|                                                                     | СФ                                              | 19,527                     | 31,3385                 | 0,615                              | 0,7077                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (25,97)                                      | 11,636                     | 123,887                 | 0,0928                             | 0,7049                             |                     |                |
| РС-1562                                                             | КБМ                                             | 24,427                     | 127,089                 | 0,19                               | 0,7056                             | 393 / 2             | 0,70454 2      |
|                                                                     | СФ                                              | 27,896                     | 92,6268                 | 0,2977                             | 0,7062                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (17,87)                                      | 8,4805                     | 285,476                 | 0,0294                             | 0,7047                             |                     |                |
| Трубка Зарница (повышенно алмазоносная 140 у.е.)                    |                                                 |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| РС-1763                                                             | КБА                                             | 3,0949                     | 39,5055                 | 0,0774                             | 0,7088                             | 374 2               | 0,70839 1      |
|                                                                     | СФ                                              | 3,4038                     | 5,748                   | 0,5856                             | 0,7115                             |                     |                |
|                                                                     | КФ (36,43)                                      | 2,5559                     | 98,412                  | 0,0257                             | 0,70852                            |                     |                |
| 13 <sup>Д</sup>                                                     | кимберлит                                       | 6,5517                     | 191,2768                | 0,0129                             | 0,706614                           |                     | 0,70655        |

| Образцы                                        | Материал   | <sup>87</sup> Rb,<br>мкг/г | <sup>86</sup> Sr, мкг/г | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | Возраст,<br>млн.лет | I <sub>0</sub> |
|------------------------------------------------|------------|----------------------------|-------------------------|------------------------------------|------------------------------------|---------------------|----------------|
| Трубка Иреляхская (алмазоносная 15 у.е.)       |            |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-1566                                        | КБМ        | 20,4788                    | 58,0907                 | 0,3485                             | 0,7063                             | 421 3               | 0,70421 2      |
|                                                | СФ         | 25,4742                    | 24,0282                 | 1,048                              | 0,7105                             |                     |                |
|                                                | КФ (39,27) | 10,3135                    | 127,3418                | 0,0801                             | 0,70469                            |                     |                |
| Трубка Молодежная (алмазоносная 10,5 у.е.)     |            |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-1560                                        | КБМ        | 8,1234                     | 67,348                  | 0,1192                             | 0,7048                             | 430 2               | 0,70407 3      |
|                                                | СФ         | 10,7178                    | 3,8826                  | 2,7287                             | 0,7208                             |                     |                |
|                                                | КФ (38,06) | 3,9012                     | 170,6335                | 0,0226                             | 0,70421                            |                     |                |
| Трубка Молодежная (алмазоносная 10,5 у.е.)     |            |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-1560                                        | КБМ        | 8,1234                     | 67,348                  | 0,1192                             | 0,7048                             | 430 2               | 0,70407 3      |
|                                                | СФ         | 10,7178                    | 3,8826                  | 2,7287                             | 0,7208                             |                     |                |
|                                                | КФ (38,06) | 3,9012                     | 170,6335                | 0,0226                             | 0,70421                            |                     |                |
| Трубка Геофизическая (алмазоносная 19,5 у.е.)  |            |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-1563                                        | КБА        | 10,3175                    | 70,4535                 | 0,1448                             | 0,7068                             | 417 5               | 0,70594 3      |
|                                                | СФ         | 13,3345                    | 38,036                  | 0,3465                             | 0,708                              |                     |                |
|                                                | КФ (29,18) | 2,9952                     | 149,1309                | 0,0199                             | 0,70606                            |                     |                |
| Рс-1564                                        | КБА        | 9,7522                     | 50,7371                 | 0,19                               | 0,707                              | 412 2               | 0,70589 2      |
|                                                | СФ         | 15,0438                    | 7,1072                  | 2,0294                             | 0,7178                             |                     |                |
|                                                | КФ (43,65) | 2,921                      | 107,061                 | 0,0297                             | 0,70607                            |                     |                |
| Рс-1565                                        | КБА        | 4,5489                     | 56,249                  | 0,0799                             | 0,7055                             | 354 12              | 0,70478 20     |
|                                                | СФ         | 16,5852                    | 5,3512                  | 3,0637                             | 0,7202                             |                     |                |
|                                                | КФ (31,76) | 0                          | 165,6088                | 0                                  | 0,70448                            |                     |                |
| Трубка Полуночная 1 (алмазоносная 5,6 у.е.)    |            |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-1514                                        | КБМ        | 19,1096                    | 66,2089                 | 0,2852                             | 0,7074                             | 406 1               | 0,70575 3      |
|                                                | СФ         | 26,9136                    | 11,3463                 | 2,3447                             | 0,7193                             |                     |                |
|                                                | КФ (36,39) | 5,4681                     | 162,1091                | 0,0333                             | 0,70594                            |                     |                |
| Рс-1515                                        | КБА        | 23,6833                    | 45,1537                 | 0,5185                             | 0,709                              | 387 1               | 0,70614 2      |
|                                                | СФ         | 46,3991                    | 14,0796                 | 3,2576                             | 0,7241                             |                     |                |
|                                                | КФ (50,62) | 1,5240                     | 75,4666                 | 0,0200                             | 0,70625                            |                     |                |
| Жила Полуночная 2 (неалмазоносная)             |            |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-1516                                        | КБА        | 23,7445                    | 34,7691                 | 0,6751                             | 0,7075                             | 352 18              | 0,70312 63     |
|                                                | СФ         | 73,5933                    | 10,2078                 | 6,797                              | 0,7371                             |                     |                |
|                                                | КФ (50,86) | 0                          | 58,0215                 | 0                                  | 0,70222                            |                     |                |
| Трубка Загадочная 1 (неалмазоносная 0,05 у.е.) |            |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-440                                         | КБМ        | 28,064                     | 113,3790                | 0,2447                             | 0,7071                             | 357 1               | 0,70585 3      |
|                                                | СФ         | 38,572                     | 8,7463                  | 4,3594                             | 0,728                              |                     |                |
|                                                | КФ (45,64) | 15,5480                    | 238,0040                | 0,0646                             | 0,7062                             |                     |                |
| Трубка Загадочная 2 (неалмазоносная)           |            |                            |                         |                                    |                                    |                     |                |
| Рс-441                                         | КБМ        | 23,308                     | 48,7884                 | 0,4722                             | 0,7073                             | 348 4               | 0,70492 23     |
|                                                | СФ         | 59,832                     | 9,5557                  | 6,1893                             | 0,7356                             |                     |                |
|                                                | КФ (59,52) | 0                          | 75,0308                 | 0                                  | 0,7049                             |                     |                |

Примечание.  $I_0$  — первичные изотопные отношения стронция; кимберлитовая брекчия текстуры: КБМ — массивной, КБА — автолитовой; МПКБ — мелкопорфировая кимберлитовая брекчия; фракции основной связующей массы (ОСМ): СФ — силикатная, КФ — карбонатная (скобки — доля карбонатной фракции); у.е. — степень алмазоносности трубков в условных единицах по К.П.Аргунову [2]; данные из работ: а — [17], б — [18], в — [1], г — [21], д — [4].

2. Средние параметры Rb-Sr систематики различной степени алмазности кимберлитовых тел Далдынского кимберлитового поля

| Параметры                                               | I <sub>0</sub> | Валовый состав ОСМ |                  |                                    | СФ ОСМ           |                  |                                    | КФ ОСМ      |                  |
|---------------------------------------------------------|----------------|--------------------|------------------|------------------------------------|------------------|------------------|------------------------------------|-------------|------------------|
|                                                         |                | <sup>87</sup> Rb   | <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Rb | <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | % КФ        | <sup>86</sup> Sr |
| Трубка Удачная Западная (богато алмазоносная 600 у.е.)  |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7069 15      | 11,43 7,66         | 74,09 68,86      | 0,187 0,073                        | 17,00 9,93       | 15,21 21,24      | 2,457 2,406                        | 42,59 6,65  | 157,17 140       |
| Интервал                                                | 0,7048—0,7093  | 4,63—27,25         | 27,13—232,10     | 0,105—0,286                        | 7,62—36,24       | 2,05—70,05       | 0,509—7,605                        | 37,29—49,71 | 52,28—463,36     |
| V, %                                                    | 0,21           | 67,02              | 92,94            | 38,80                              | 58,44            | 139,67           | 87,23                              | 15,61       | 89,08            |
| Трубка Удачная Восточная (высоко алмазоносная 600 у.е.) |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7064 20      | 12,21 5,26         | 94,24 66,59      | 0,162 0,094                        | 17,35 6,00       | 58,21 93,87      | 0,953 0,838                        | 36,81 5,07  | 202,07 79,11     |
| Интервал                                                | 0,7040—0,7103  | 4,3—23,42          | 46,64—286,12     | 0,029—0,352                        | 11,40—29,61      | 5,68—287,90      | 0,040—2,536                        | 30,27—45,36 | 101,32—316,78    |
| V, %                                                    | 0,28           | 43,06              | 70,65            | 57,86                              | 34,56            | 161,27           | 88,00                              | 13,76       | 39,15            |
| Трубка Зарница (повышенно алмазоносная 140 у.е.)        |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7075 9       | 4,82 1,42          | 115,39 75,89     | 0,045 0,032                        | 3,40             | 5,75             | 0,586                              | 36,43       | 98,41            |
| Интервал                                                | 0,7066—0,7084  | 3,09—6,55          | 39,51—191,28     | 0,013—0,077                        |                  |                  |                                    |             |                  |
| V, %                                                    | 0,18           | 50,76              | 93,00            | 100,57                             |                  |                  |                                    |             |                  |
| Трубка Дальняя (повышенно алмазоносная 46,6 у.е.)       |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X±                                                      | 0,7063 24      | 15,70 8,50         | 70,65 38,22      | 0,241 0,142                        | 18,09 9,81       | 44,57 37,11      | 1,414 2,170                        | 24,17 4,70  | 156,96 88,61     |
| Интервал                                                | 0,7044—0,7096  | 4,03—24,43         | 42,41—127,09     | 0,069—0,393                        | 4,50—27,90       | 4,34—92,63       | 0,089—4,653                        | 17,87—29,00 | 82,86—285,48     |
| V, %                                                    | 0,34           | 54,16              | 54,10            | 58,89                              | 54,21            | 83,27            | 153,52                             | 19,46       | 56,46            |
| Трубка Иреляхская (алмазоносная 15 у.е.)                |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7042         | 20,48              | 58,10            | 0,348                              | 25,47            | 24,03            | 1,042                              | 39,27       | 127,32           |
| Трубка Геофизическая (алмазоносная 19,5 у.е.)           |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7055 7       | 8,21 3,18          | 59,14 10,16      | 0,138 0,055                        | 14,99 1,63       | 16,83 18,38      | 1,813—1,371                        | 34,86 7,72  | 140,60 30,19     |
| Интервал                                                | 0,7048—0,7059  | 4,55—10,32         | 50,74—70,43      | 0,080—0,190                        | 13,33—16,58      | 5,35—38,04       | 0,346—3,064                        | 29,18—43,65 | 107,06—165,61    |
| V, %                                                    | 0,09           | 38,75              | 17,18            | 40,04                              | 140,85           | 109,23           | 75,64                              | 22,14       | 21,47            |
| Трубка Молодежная (алмазоносная 10,5 у.е.)              |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7041         | 8,12               | 67,35            | 0,119                              | 10,72            | 3,88             | 2,729                              | 38,06       | 170,63           |
| Трубка Полуночная 1 (алмазоносная 5,6 у.е.)             |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7059 2       | 21,40 3,23         | 55,68 14,89      | 0,402 0,165                        | 36,66 13,78      | 12,71 1,93       | 2,801 0,646                        | 43,51 10,06 | 118,78 61,27     |
| Интервал                                                | 0,7058—0,7061  | 19,11—23,68        | 45,15—66,21      | 0,285—0,518                        | 26,91—46,40      | 11,35 14,08      | 2,345—3,258                        | 36,39—50,62 | 75,47—162,11     |
| V, %                                                    | 0,04           | 15,12              | 26,74            | 41,05                              | 34,59            | 15,20            | 23,04                              | 23,13       | 51,58            |
| Жила Полуночная 2 (неалмазоносная 0,0 у.е.)             |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7031         | 23,74              | 34,77            | 0,675                              | 73,59            | 10,21            | 6,797                              | 50,86       | 58,02            |
| Трубка Загадочная 1 (неалмазоносная 0,05 у.е.)          |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,70585        | 28,064             | 113,3790         | 0,2447                             | 38,57            | 8,746            | 4,3594                             | 45,64       | 238,00           |
| Трубка Загадочная 2 (неалмазоносная 0,0 у.е.)           |                |                    |                  |                                    |                  |                  |                                    |             |                  |
| X                                                       | 0,7049         | 23,31              | 48,79            | 0,4772                             | 59,832           | 9,56             | 6,189                              | 59,52       | 73,03            |

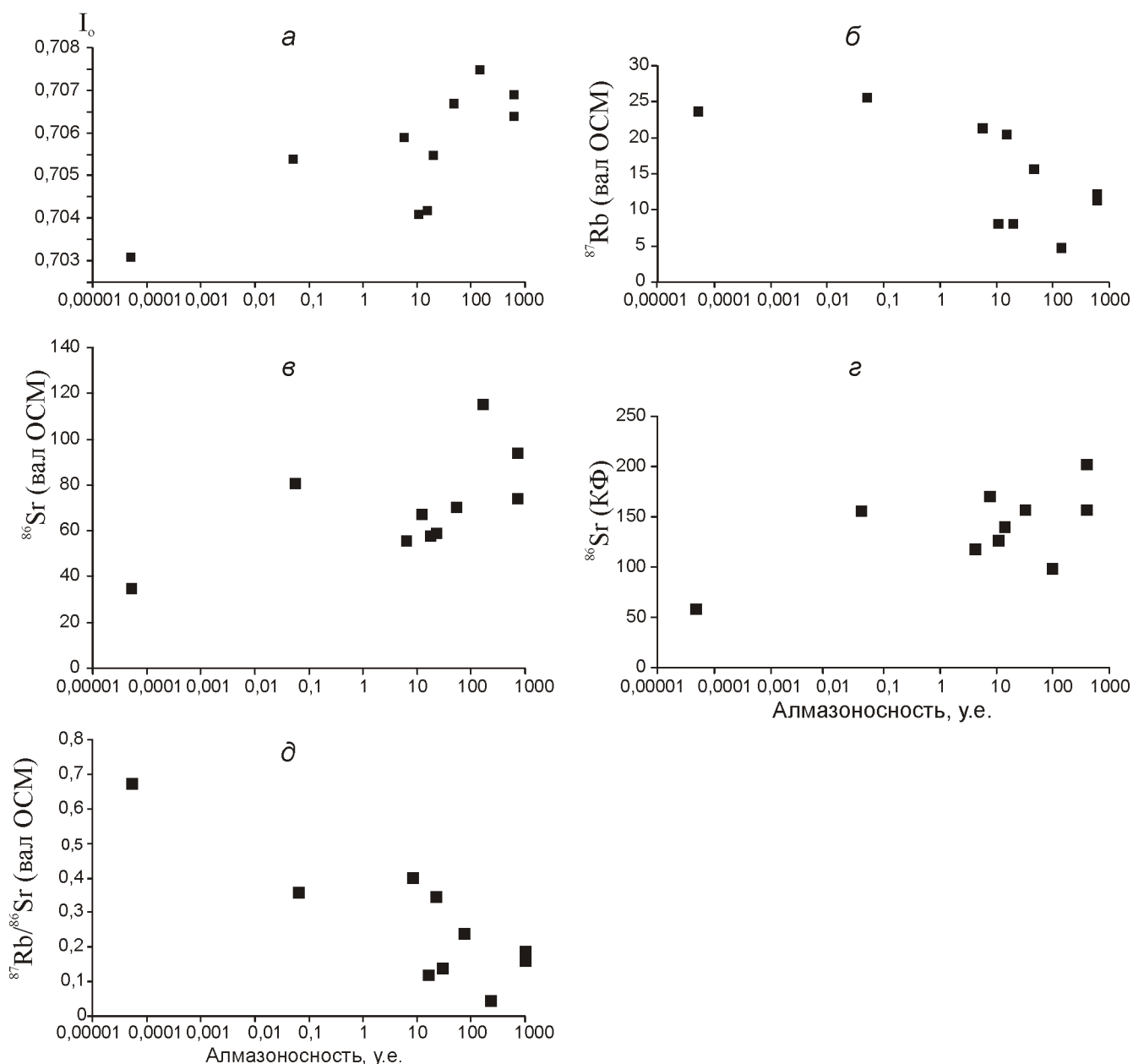
Примечание. X — среднее значение и стандартное отклонение параметра; V — коэффициент вариации.



ные значения  $I_0$  в кимберлитах отвечают их смешиванию с гидротермальным стронцием и стронцием, заимствованным из вмещающих осадочных пород. Гетерогенность кимберлитов по содержанию Sr и его изотопному составу подтверждается данными, полученными по кальциту, выделенному из разнообразных типов кимберлитов трубки Удачная [17, 18], в которых содержание  $^{86}\text{Sr}$  изменяется от 84 до 281 мкг/г, а изотопное отношение Sr — от 0,7058 до 0,7072 (см. табл. 1).

При отсутствии, в целом, четкого отличия кимберлитов различной степени алмазности Далдынского поля по параметрам их Rb-Sr систем, средние значения этих параметров для изученных кимберли-

товых тел в то же время имеют достаточно четкую тенденцию их связи со средней степенью алмазности трубок (рис. 2). Степень алмазности кимберлитов Далдынского поля повышается с увеличением содержания Sr в валовом составе ОСМ (см. рис. 2, в), и КФ (рис. 2, г), и с увеличением в составе стронция радиогенной составляющей (см. рис. 2, а), но понижается с ростом концентрации Rb (см. рис. 2, б) и величины  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в валовом составе ОСМ (см. рис. 2, д) кимберлитов. Это согласуется с данными по различию в содержаниях Rb и Sr в кимберлитах алмазных южных и неалмазных северных районов Якутской кимберлитовой провинции [14]. По имеющимся в нашем архиве данным северные ким-



**Рис. 2. Характер связи степени алмазности кимберлитов Далдынского кимберлитового поля:**

а — с первичным изотопным отношением Sr( $I_0$ ); б — содержанием  $^{87}\text{Rb}$  и в — Sr в валовом составе ОСМ; г — содержанием Sr в КФ ОСМ; д — величиной  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в валовом составе ОСМ

берлиты в целом имеют также более низкие величины первичных изотопных отношений стронция. Природа полученных тенденций связи алмазонасности кимберлитов и параметров их Rb-Sr систем требует дополнительных исследований, но предполагается, что это связано с различным характером протолитов, вовлеченных в процессы образования кимберлитов.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы о характере Rb-Sr изотопной системы разновозрастных кимберлитов различной степени алмазонасности Далдынского поля:

1. В целом не выявлено отчетливых различий параметров Rb-Sr систем кимберлитов различной степени алмазонасности в пределах Далдынского кимберлитового поля, которые были ранее показаны для кимберлитов Алакит-Мархинского поля [12]. Величины изученных параметров Rb-Sr изотопных систем кимберлитов имеют как черты сходства, так и некоторые отличия.

2. Установлена тенденция повышения Sr в валовом составе ОСМ, СФ и КФ, а так же  $I_0$  с увеличением средней алмазонасности кимберлитов. В этом направлении в кимберлитовых телах происходит в среднем понижение содержаний Rb в валовом составе и СФ ОСМ, а также величин  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ .

Поскольку авторами была изучена небольшая и неравномерная выборка образцов из каждого кимберлитового тела с различной степенью алмазонасности, то пока нельзя уверенно судить о возможности использования типохимизма Rb-Sr систем кимберлитов для прогнозной оценки их алмазонасности. Повышенная чувствительность Rb-Sr системы к различного рода геологическим процессам требует для дальнейших исследований использования относительно свежего материала с применением петрографического контроля и корректной оценкой содержания в них алмазов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН в рамках Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 115 и Программе Президиума РАН № 27.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агашев А.М., Орикаши Ю., Ватанабе Т. и др. Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов Сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения // Геология и Геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 90—99.
2. Аргунов К.П. Результаты изучения алмазонасности территории главных алмазодобывающих стран мира. — Якутск, 2006.
3. Благулькина В.А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири // Советская геология. 1969. № 7. С. 82—97.
4. Богатилов О.А., Кононова В.А., Голубева Ю.Ю. и др. Петрохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915—939.
5. Бородин Л.С., Латин Ф.В., Пятенко И.К. Петрохимия и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. — М.: Наука, 1976.
6. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-востока Сибирской платформы. — Якутск, 1984.
7. Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. № 4. С. 133—139.
8. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазонасных месторождений Якутии. — Новосибирск: Наука, 1997.
9. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г., Минин В.А. Редкие земли и другие малые элементы в свете структурных особенностей кимберлитов и их алмазонасности (на примере трубки Айхал) // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 773—784.
10. Добрецов Н.Л., Зуенко В.В., Харькин А.Д. Факторы и типы алмазонасных кимберлитов трубок Якутии // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 31—39.
11. Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. — Якутск, 1992.
12. Зайцев А.И., Смелов А.П. Rb-Sr изотопная система кимберлитов алмазонасных и неалмазонасных трубок Алакит-Мархинского кимберлитового поля (Якутия) // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 31—39.
13. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. — Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010.
14. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. — М.: Недра, 1978.
15. Кривонос В.Ф. Петрохимический критерий алмазонасности разновозрастных кимберлитов и лампроитов // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 2. С. 188—200.
16. Кривонос В.Ф. О связи алмазонасности кимберлитов с их петрохимией и возрастом // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. — Симферополь: «Крым-Фарм-Трейддинг», 1999. С. 84—88.
17. Масловская М.Н., Егоров К.Н., Колоснишина Т.И. и др. Изотопный состав стронция, Rb-Sr абсолютный возраст и редкие щелочи в слюдах кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 2. С. 455—459.
18. Масловская М.Н., Костровицкий С.И., Ленин В.С. и др. Rb-Sr возрастные исследования кимберлитов трубок «Удачная» // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 1. С. 283—286.
19. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазонасности. — Л.: Недра, 1965.
20. Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. — Л.: Недра, 1972.
21. Nowell G.M., Kempton P.D., Pearson D.G. Trace element and isotope geochemistry of Siberian kimberlites // Proceedings of 7<sup>th</sup> International Kimberlite Conference. Cape Town. 1999. Vol. 2. Pp. 631—633.

## Происхождение крупных алмазов кимберлитов

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Анализ опубликованных данных показал, что средний размер кристаллов алмаза в кимберлитах возрастает с увеличением содержания в них  $\text{SiO}_2$ . Это обусловлено высокой вязкостью их родоначальных расплавов, которая уменьшала скорость диффузии в них углерода, способствовала образованию небольшого количества зародышей этого минерала и затем формированию на них небольшого количества крупных кристаллов.

**Ключевые слова:** крупные алмазы, происхождение алмазов, магматические серии, кимберлиты.

Шкодзинский Владимир Степанович, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

## Genesis of large diamonds of kimberlites

V.S.SHKODZINSKIY

There is correlation between content of large diamond and high content of  $\text{SiO}_2$  in kimberlites. It is a result of high viscosity of their melts, low speed of carbon diffusion, formation in they small number of diamond center of crystallization and origin on them large diamonds.

**Key words:** large diamonds, genesis of diamonds, magma series, kimberlite.

Масса природных кристаллов алмаза изменяется от долей до сотен и даже тысяч карат. Наиболее крупные алмазы (масса более нескольких десятков карат) относятся к алмазам-гигантам или к именным алмазам, поскольку им присваиваются собственные названия. Стоимость крупных алмазов обычно намного выше, чем мелких такого же качества. Поэтому выяснение происхождения и факторов, обусловивших их образование, имеет существенное научное и практическое значение. Однако в связи с преобладающей гипотезой ксеногенного происхождения алмазов в кимберлитах механизм образования этого минерала считается неясным и природа его крупных разновидностей обычно специально не обсуждается. Среди более чем 1500 докладов в материалах четырех последних международных кимберлитовых конференций, состоявшихся в последние 17 лет, ни один из них не посвящен происхождению различных по крупности кристаллов алмаза. В настоящей статье их генезис рассматривается на основании изучения закономерностей распространения алмазов различной массы в кимберлитовых трубках и россыпях и на базе разработанной автором модели кристаллизации алмазов в процессе фракционирования постагрегационного глобального океана магмы, сформировавшего литосферу древних платформ [12]. По этой модели алмаз и остаточные кимберлитовые по составу расплавы образовались при одних и тех же процессах кристаллизации и фракционирования придонного перидотитового слоя расслоенного магматического океана. Такое единство происхождения объясняет сочетание казалось бы несовместимых свойств в алмазе. С одной стороны, он содержит включения, по-

казывающие изотопный возраст чаще всего намного более древний, чем вмещающие алмаз кимберлиты. С другой, существуют корреляции свойств алмазов с особенностями состава кимберлитов [12]. В процессе фракционирования сильно изменялся состав остаточного расплава (рис. 1), что обуславливало чаще всего увеличение вязкости расплава, степени пересыщения углеродом и уменьшение скорости диффузии данного компонента. Это определило эволюцию морфоло-



**Рис. 1.** Последовательность изменения состава остаточных расплавов при фракционировании перидотитового слоя магматического океана от гарцбургитового к кимберлитовому и кристаллизации различных алмазов:

О — октаэдрических, Д — ромбододекаэдрических, К — кубических и А — агрегатов



гии кристаллизовавшихся алмазов в последовательности: октаэдры—ромбододекаэдры—кубы—агрегаты.

Образованию крупных кристаллов должно способствовать присутствие небольшого числа их зародышей и большая длительность кристаллизации алмазов на этих зародышах без существенного образования новых в условиях незначительного пересыщения среды кристаллизации углеродом. По экспериментальным данным А.Ф.Шацкого с соавторами [16], скорость образования зародышей алмаза в расплавах, содержащих кремнекислоту, в несколько десятков раз ниже, чем в расплаве  $K_2CO_3$ . Это связано с тем, что содержание  $SiO_2$  сильно повышает вязкость расплавов и уменьшает скорость диффузии химических компонентов в них. Последнее снижает скорость образования зародышей кристаллов и их рост. Поэтому высокая вязкость расплавов при прочих примерно равных условиях способствовала формированию небольшого числа зародышей алмаза и возникновению его крупных кристаллов путем длительного разрастания подобных зародышей.

Вязкость кимберлитовых расплавов в большой степени определяется содержанием в них кремнекислоты. Ранее [12] было показано, что по количеству данного компонента в кимберлитах выделяется две магматические серии — карбонатитовая и лампроитовая (рис. 2). В высокоалмазоносных кимберлитах Якутии среднее содержание  $SiO_2$  снижается по мере уменьшения количества  $MgO$ , они по составу все больше приближаются к карбонатитам и образуют карбонатитовую магматическую серию. В архангельских и большинстве наиболее продуктивных зарубежных трубок (Катока, Антошка, Премьер, Дебирс, Весселтон, Коффифонтейн, Булфонтейн, Орапа, Финш, Панда, Коала, Линкс; рассчитанные средние содержания  $SiO_2$  в них приведены в работе [12]) количество  $SiO_2$  увеличивается с уменьшением содержания  $MgO$ . По составу они приближаются к лампроитам и формируют лампроитовую магматическую серию кимберлитов. Границей между этими сериями является содержание  $SiO_2$  около 35%. Породы с более высоким ее содержанием относятся к лампроитовой серии, с более низким — к карбонатитовой.

Оксид магния является единственным химическим компонентом, содержание которого в остаточных расплавах уменьшается на всех стадиях фракционной кристаллизации магм. Поэтому количество его в кимберлитах — хороший показатель степени фракционирования перидотитовой магмы при образовании исходных расплавов этих пород. Имеющиеся экспериментальные данные [14] указывают на то, что кимберлиты карбонатитовой магматической серии сформировались при величине  $CO_2/(CO_2 + H_2O)$  в перидотитовой магме магматического океана 60%. При меньшей величине этого отношения возникали кимберлиты лампроитовой серии и лампроиты [12].

На вязкость силикатных расплавов, кроме  $SiO_2$ , влияют и другие химические компоненты. Суммарное влияние химического состава расплава на вязкость отражает величина его структурного параметра

$$K = 200(O/2H)H^1,$$

где  $O$  — число грамм-атомов кислорода  $10^3$ ,  $H$  — число грамм-атомов сеткообразователей  $10^3$  ( $Si^4$ ,  $Al^3$ ,  $Fe^3$ ,  $P^5$ ,  $Li^4$ ) [8]. Значительное уменьшение в кимберлитах лампроитовой серии величины структурного параметра остаточных расплавов при фракционировании иллюстрирует рис. 3, А. Это свидетельствует о резком увеличении их вязкости. В остаточных расплавах кимберлитов карбонатитовой серии однозначная тенденция отсутствует. В некоторых из них вязкость уменьшается по мере фракционирования, в других — увеличивается. Наблюдаемые на рис. 3, А зависимости позволяют предполагать, что в случае большого влияния вязкости расплавов на крупность кристаллизующихся в них алмазов последняя должна увеличиваться по мере возрастания степени фракционирования расплавов кимберлитов

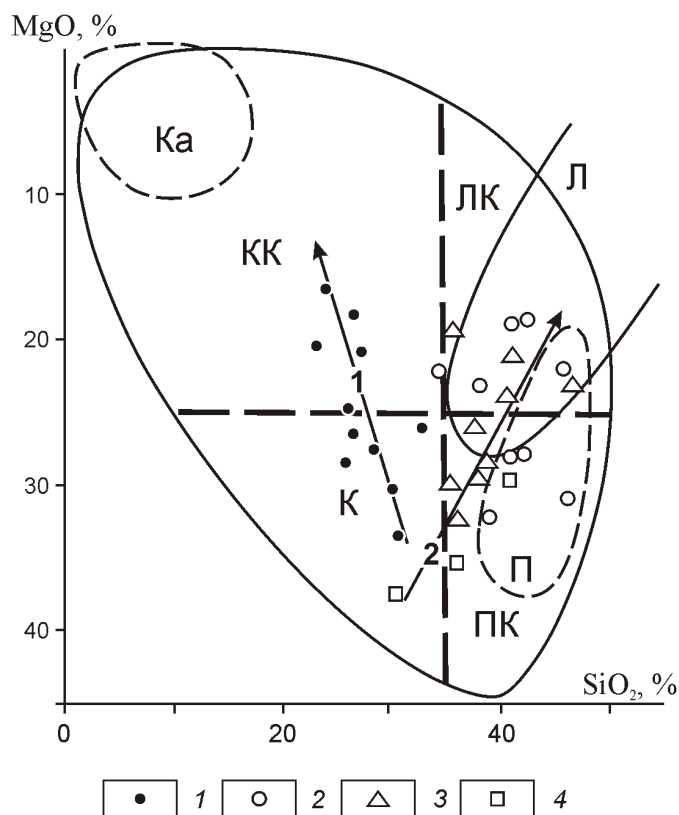
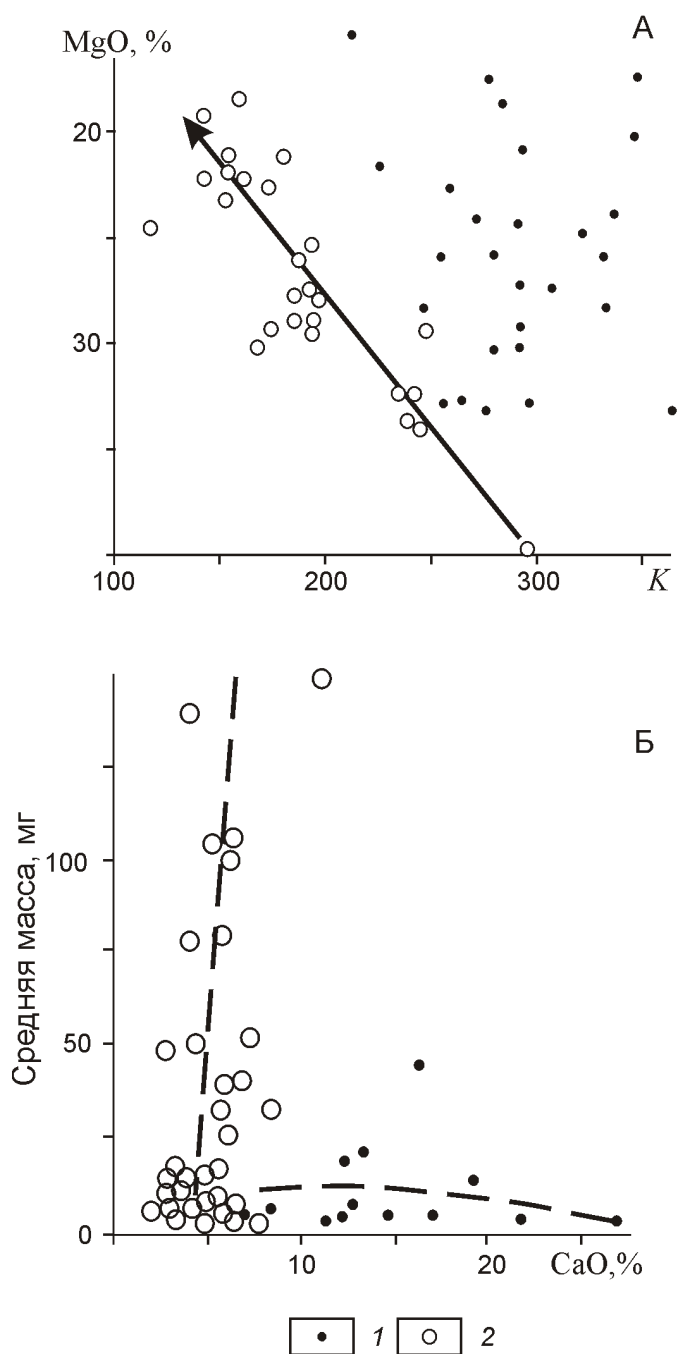


Рис. 2. Соотношения среднего содержания  $MgO$  и  $SiO_2$  в алмазоносных трубках:

1 — Якутия, 2 — Архангельская провинция, 3 — Африка, 4 — Канада; тренды фракционирования: 1 — карбонатитовый, 2 — лампроитовый; поля состава: Ка — карбонатитов, К — кимберлитов, КК — карбокимберлитов, Л — лампроитов, ЛК — лампрокимберлитов, ПК — пикрокимберлитов, П — пикритов [12]



**Рис. 3.** Соотношения среднего содержания MgO и величины структурного параметра  $K$  расплава кимберлитов (А), CaO и средней массы кристаллов алмаза в кимберлитах (Б). По данным работ [3, 6, 7, 10, 11, 14, 15]:

с содержанием  $\text{SiO}_2$ : 1 — менее и 2 — более 35%; стрелка — тренд фракционирования лампроитовой серии

лампроитовой серии и оставаться относительно постоянной или слабо уменьшаться при фракционировании расплавов кимберлитов карбонатитовой серии.

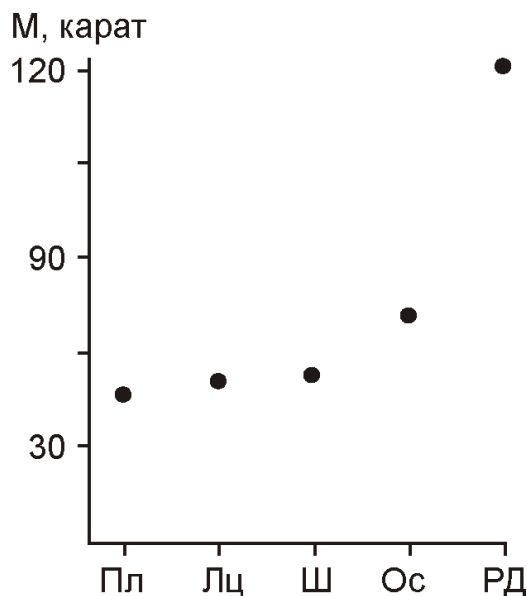
Наиболее четким показателем принадлежности кимберлитов к карбонатитовой или лампроитовой магматическим сериям является содержание в них

CaO [12]. Оно резко увеличивается по мере дифференциации в карбонатитовой серии и мало изменяется в лампроитовой. Поэтому корреляция содержания этого компонента с крупностью алмазов должна быть хорошо проявлена, что подтверждает рис. 3, Б. На нем поля кимберлитов карбонатитовой и лампроитовой серий четко разобщены. Средняя масса алмазов кимберлитов лампроитовой серии достигает 150 мг, а в кимберлитах карбонатитовой серии она составляет чаще всего несколько миллиграммов и в среднем несколько уменьшается по мере возрастания степени фракционированности расплава. Это подтверждает положительное влияние повышенного содержания  $\text{SiO}_2$  и большой вязкости расплава на размер формировавшихся алмазов.

Кроме большой вязкости родоначальных расплавов, образованию крупных алмазов должна была способствовать большая длительность их роста, достигавшаяся в том случае, если процессы изменения температуры и состава остаточного расплава происходили очень медленно. В этом случае степень пересыщения расплава углеродом резко не увеличивалась. Поэтому новые зародыши кристаллов алмаза в большом количестве не возникали, и длительно происходил рост наиболее ранних кристаллов. Такие условия существовали на самой ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана, когда он остывал и кристаллизовался очень медленно вследствие высокой еще температуры его жидких верхних частей (см. рис. 1). Это была стадия роста самых крупных алмазов-гигантов, изредка встречающихся в кимберлитах. Вследствие еще небольшой вязкости расплавов в это время кристаллизовались преимущественно октаэдры, что является причиной октаэдрической огранки большинства (98—99% [1]) алмазов-гигантов. Небольшое количество расплавофильных компонентов в расплаве — причина обычно пониженного содержания примесей и особенно азота в таких алмазах [13]. В середине и конце этой стадии зарождались и кристаллизовались средние и мелкие октаэдры алмазов.

Как иллюстрирует рис. 1, на самой ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана, вследствие еще очень высокой его температуры, в перидотитовом слое был устойчив графит, а не алмаз. Примерно 3,7—3,3 млрд. лет назад в результате снижения температуры при остывании графит начал преобразовываться в алмаз. Это объясняет присутствие графита в центре роста многих кристаллов алмаза и максимальную величину возраста включений в нем около 3,5 млрд. лет, что примерно на 1,1 млрд. лет меньше возраста Земли.

По мере постепенного возрастания степени пресыщения расплавов углеродом и уменьшения скорости его диффузии при фракционировании октаэдрические кристаллы становились менее устойчивыми, чем ромбододекаэдрические [12]. Это должно было при-



**Рис. 4.** Средняя масса (М) ромбододекаэдров (РД) и октаэдров среди алмазов-гигантов из трубок и россыпей Якутии. Построено по данным работ [1, 2]:

Пл — плоскогранные; Лц — полицентрические; Ш — с штриховкой, Ос — округло-ступенчатые

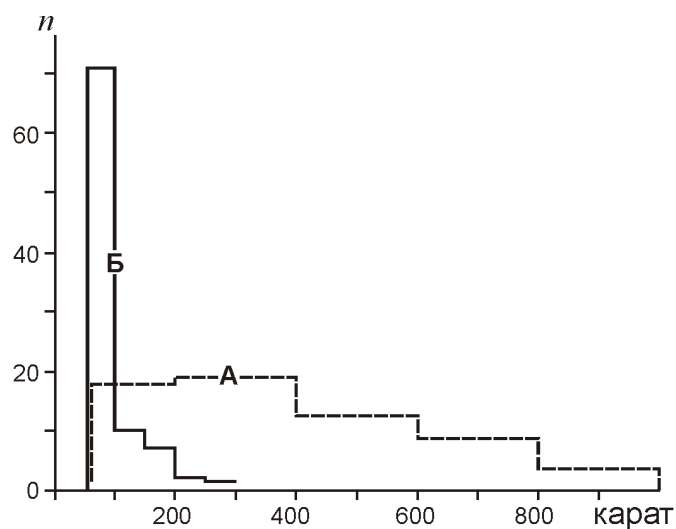
водить к замедлению роста октаэдров и к появлению значительного количества зародышей ромбододекаэдров. Средняя масса различных типов 330 кристаллов алмазов-гигантов, изученных К.П.Аргуновым [1, 2], из промышленных трубок и россыпей Якутии показана на рис. 4. Средняя масса их увеличивается в последовательности: гладкогранные октаэдры (46 карат) — октаэдры с полицентрическими гранями (50 карат) — октаэдры со штриховкой на гранях (53 карата) — округло-ступенчатые октаэдры (72 карата) — ромбододекаэдры (151 карат). Такая последовательность отражает эволюцию октаэдров на ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана. Постепенное увеличение степени пересыщения расплава углеродом и снижение скорости его диффузии привело к замедлению послойного тангенциального роста идеальных гладкогранных октаэдров, к появлению на них штриховки в результате недорастания слоев до ребер и вершин, к началу процессов радиального роста с образованием выпуклых скульптур на гранях и к преобразованием наиболее крупных кристаллов в ромбододекаэдры. Однако к ромбододекаэдрам относятся только три кристалла из 330. Это свидетельствует о том, что большинство ромбододекаэдров в кимберлитах сформировалось на новых зародышах. Постепенное разрастание таких зародышей привело к образованию серии преимущественно ромбододекаэдрических кристаллов алмаза.

Возникавшие из наиболее ранних зародышей алмазы-гиганты в трубках Якутии в среднем были зна-

чительно меньшими по размеру, чем в африканских трубках (рис. 5). Это связано с тем, что в последних содержится  $\text{SiO}_2$  в среднем 35% (в трубке Премьер в среднем 46,77% [3]) и они принадлежат к лампроитовой магматической серии. В высокопродуктивных трубках Якутии присутствует обычно 23—33%  $\text{SiO}_2$  (см. рис. 2), т.е. они являются намного менее кремнекислотными и относятся к карбонатитовой серии. Более высокая вязкость расплавов лампроитовой серии привела к возникновению в них меньшего числа зародышей кристаллов алмаза и к разрастанию наиболее ранних из них до больших размеров, чем в кимберлитах Якутии.

Стадия роста октаэдрических алмазов была наиболее широко проявлена в кимберлитах карбонатитовой магматической серии вследствие пониженной вязкости их исходных расплавов. Стадия образования ромбододекаэдрических алмазов проявилась в них лишь на позднем этапе фракционирования, что является причиной невысокого содержания (обычно 30%) кристаллов такой морфологии (трубки Мир, Интернациональная, им.23 съезда КПСС и др.). Вследствие уменьшения массы образующихся кристаллов по мере фракционирования (см. рис. 3, Б) средняя масса алмазов в кимберлитах карбонатитовой серии понижена (первые миллиграммы [8]), хотя и в них встречаются алмазы-гиганты, кристаллизовавшиеся на ранней стадии.

В кимберлитах лампроитовой серии, вследствие изначально повышенной вязкости расплавов, стадия кристаллизации преимущественно октаэдров была относительно кратковременной, что является причиной обычно незначительного содержания в них алмазов такой морфологии. Стадия роста в основном ромбододекаэдров была наиболее длительной. Более высокая вязкость расплавов данной серии на всех стадии-



**Рис. 5.** Гистограммы частоты встречаемости алмазов-гигантов различного размера в кимберлитах Африки (А) и Якутии (Б). Построено по данным работ [1, 2]



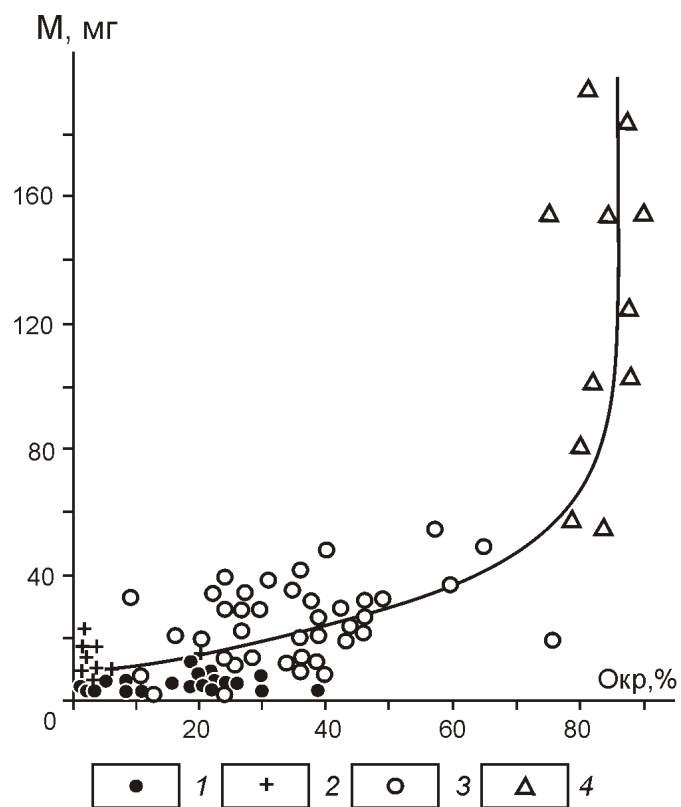
ях эволюции обусловила большую среднюю массу кристаллов алмаза в таких кимберлитах (см. рис. 3, Б). В их разновидностях, возникших преимущественно из самых поздних остаточных расплавов магматического океана, средняя масса кристаллов алмаза иногда достигала более сотни миллиграмм. Кажущимся противоречием этому выводу является низкая средняя масса алмазов, равная примерно 1 мг, в единственной высокоалмазоносной лампроитовой трубке Аргайл в Австралии. Необходимо, однако, учесть, что в общем случае типичные лампроиты не должны содержать алмазы, так как сформировались в основном из остаточных расплавов относительно малоглубинного пикритового слоя магматического океана [12]. Их большое содержание и небольшая масса в трубке Аргайл, по-видимому, связаны с особым ее генезисом, заключающимся в быстром образовании алмазов и расплавов в блоке пикритового слоя, погруженного на большую глубину поздними тектоническими движениями, что согласуется с положением этой трубки в подвижной тектонической зоне.

Особенность кимберлитов лампроитовой серии — пониженное содержание в них  $\text{CO}_2$  и уменьшение его в наиболее поздних остаточных расплавах. Намного меньше  $\text{CO}_2$  растворим в расплавах, чем вода, особенно в условиях небольшого давления. Поэтому магмы этой серии вскипали при подъеме, декомпрессионно затвердевали и взрывались под влиянием законсервированного затвердеванием высокого давления газовой фазы [12] на значительно меньшей глубине, чем магмы кимберлитов карбонатитовой серии. По этой причине сформированные ими диатремы имели значительно меньшую протяженность. Главная масса раздробленного при взрыве алмазоносного материала рассеивалась на большой площади и формировала обширные покровы туфов. Силикатный материал их относительно быстро выветривался, а алмазы перемещались в депрессии и образовывали россыпи различного возраста. Небольшие диатремы относительно быстро уничтожались эрозией, что является обычно причиной отсутствия коренных источников этих россыпей в настоящее время.

Связанное с постепенным ростом вязкости остаточных расплавов снижение скорости диффузии в них углерода приводило к уменьшению площади образующихся слоев роста на гранях додекаэроидов. Это обусловило преобразование плоскогранных кристаллов в выпуклогранные и возникновение округлых алмазов уральского (бразильского) типа, характерных для некоторых кимберлитовых трубок и многих крупных россыпей с неизвестным коренным источником. В самых поздних и богатых кремнекислотой остаточных расплавах рост округлых алмазов завершался в условиях очень высокого содержания летучих компонентов. Это приводило к формированию на них внешней зоны, богатой флюидными включениями. Намного порядков более высокая ско-

рость диффузии химических компонентов во флюиде, чем в алмазе, приводила к частичному преобразованию алмазного вещества на стенках включений в графит и обусловила черный цвет некоторых округлых алмазов. Такие алмазы широко распространены в богатых россыпях северной Якутии и называются округлые алмазы эбеляхского типа (V и VII разновидности по классификации Ю.Л.Орлова).

Таким образом, магмы, возникшие из поздних остаточных расплавов кимберлитов лампроитовой серии, в основном формировали обширные покровы алмазоносных туфов, преобразованных в россыпи. В этих россыпях преобладают округлые кристаллы алмазов. Они имеют повышенный средний размер, так как в округлые преобразовывались наиболее крупные плоскогранные кристаллы [12]. Это объясняет чаще всего большую крупность округлых алмазов в россыпях с неизвестным коренным источником. Их повышенный размер иллюстрирует рис. 6. На нем средняя масса кристаллов алмазов из промышленных трубок Якутии и связанных с ними россыпей, почти не содержащих округлых алмазов, составляет первые миллиграммы. В россыпях северной Якутии с неиз-



**Рис. 6. Соотношение доли округлых кристаллов (Окр) среди алмазов с их средней массой. Использованы данные работ [1, 2, 5]:**

1 — в кимберлитовых трубках; в россыпях: 2 — в районе алмазоносных кимберлитовых полей, 3 — северной Якутии, удаленных от продуктивных трубок, 4 — Вишерского Урала

вестным коренным источником, содержащих до 70% округлых алмазов, средняя масса кристаллов 50 мг. В россыпях Вишерского Урала с 80—90% округлых кристаллов средняя масса алмазов составляет 170—180 мг [5].

Россыпи с неизвестным коренным источником содержат огромные запасы алмазов повышенной крупности. Формирование их россыпей из покровов туфов, возникших из поздних остаточных расплавов лампроитовой магматической серии, объясняет огромную площадь распространения этих россыпей. Например, в северной Якутии они расположены на площади около 400 тыс.км<sup>2</sup> [4], в Бразилии — более 4 млн.км<sup>2</sup> [9]. По этой причине в Бразилии россыпи уже около 300 лет разрабатываются старателями полукустарными методами, а деятельность крупных фирм с современной техникой менее успешна, чем, например, в Африке при разработке трубок и россыпей с большими запасами алмазов, сосредоточенных на небольших площадях [9].

Таким образом, алмазы-гиганты образовались на самой ранней стадии фракционирования перидотитового слоя магматического океана, когда процессы кристаллизации этого слоя происходили наиболее медленно. Алмазы повышенной крупности характерны для богатых SiO<sub>2</sub> кимберлитов лампроитовой магматической серии, что связано с повышенной вязкостью их родоначальных расплавов, приводившей к образованию в них пониженного числа зародышей кристаллов этого минерала. Из покровов туфов, сформированных наиболее поздними остаточными расплавами данной серии, образовались широко распространенные россыпи с округлыми алмазами повышенной крупности, для которых обычно не устанавливается присутствие коренных источников в виде протяженных диатрем, характерных для кимберлитов карбонатитовой серии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аргунов К.П.* Алмазы Якутии. —Новосибирск, 2005.
2. *Аргунов К.П.* Результаты изучения алмазоносности территории главных алмазодобывающих стран мира. —Якутск, 2006.
3. *Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.И.* и др. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. —М.: Наука, 1988.
4. *Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубев Ю.Ю.* Петрохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // *Геохимия*. 2004. № 9. С. 915—939.
5. *Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А.* и др. Россыпи алмазов России. —Новосибирск: ГЕО, 2007.
6. *Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В.* Геохимия кимберлитов. —М.: Недра, 1978.
7. *Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В.* Кимберлиты и конвергентные породы. —Мирный, 2004.
8. *Персиков Э.С.* Вязкость магматических расплавов. —М.: Наука, 1984.
9. *Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Минорин В.Е., Черников В.Г.* Россыпи алмазов мира. —М.: Геоинформарк, 2005.
10. *Фролов Ф.А., Лапин А.В., Толстов А.В.* и др. Карбонаты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). —М.: НИИ-Природа, 2005.
11. *Харькин А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.Н.* Коренные месторождения алмазов мира. —М.: Недра, 1998.
12. *Шкодзинский В.С.* Генезис кимберлитов и алмаза. —Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия». 2009.
13. *Шкодзинский В.С.* Природа различного содержания азота в алмазах // *Записки Российского минералогического общества*. 2011. Ч. CXL. № 6. С. 113—118.
14. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub> // *J. Petrol.* 1975. Vol. 16. № 3. Pp. 520—548.
15. *Nowicki T., Crawford B., Dyck D.* et al. The geology of kimberlite pipes of the Ekati property, Northwest Territories, Canada // 8<sup>th</sup> International Kimberlite Conference. Selected Papers. Vol. 1. 2004. Pp. 1—21.
16. *Shatskiy A., Borzdov Yu.M., Sokol A.G.* et al. Diamond crystallization in carbonate-silicate systems: Implications for natural diamond genesis // 9<sup>th</sup> International Kimberlite Conference Extended Abstract No 91RC-A-00408, 2008.

## К проблеме офиолитов на северо-востоке Верхояно-Колымской орогенной области

В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Изучение геологического положения, типоморфных особенностей составов пород и слагающих их минералов ультрабазит-базитовых ассоциаций северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области показало их несопоставимость с офиолитами. Специфика пород свидетельствует о формировании их в условиях континентального рифтогенеза в западных районах и в условиях параокеанического бассейна, заложенного на утоненной континентальной коре, в восточных.

*Ключевые слова:* ультрабазит-базитовые ассоциации, Верхояно-Колымская орогенная область.

Трунилина Вера Аркадьевна, v.a.trunilina@diamond.ysn.ru

Роев Сергей Прокопьевич, s.p.roev@diamond.ysn.ru

## To the problem of ophiolites in the northeastern Verkhoyansk-Kolyma orogenic region

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV

Studies of the geologic setting and typomorphism of the rocks and minerals of the ultrabasic-basic associations in the northeastern Verkhoyansk-Kolyma orogenic region showed they do not belong to ophiolites. Peculiar features of the rocks are indicative of their formation under continental rifting conditions in western areas and under conditions of a paraoceanic basin initiated on the thinned continental crust in eastern areas.

*Key words:* ultrabasic-basic association, Verkhoyansk-Kolyma orogenic region.

Для Верхояно-Колымского орогена до сих пор остается предметом дискуссий наличие в его строении участков океанской коры. Одним из главных доказательств существования древних океанических бассейнов служат фрагменты и блоки метаморфизованных ультраосновных и основных пород в бассейне р.Уяндина и в пределах горной системы Черского. Многими исследователями они рассматриваются как офиолитовые [1, 3, 7], тогда как другие относят их к рифтогенным [5]. Для уточнения природы этих образований авторы изучили геологическое положение, типоморфизм минералов, петро- и геохимические особенности пород ультрабазит-базитовых ассоциаций большинства известных к настоящему времени в пределах Верхояно-Колымского орогена районов их проявления. Результаты обобщены в данной статье.

**Геологическое положение палеозойских ультрабазит-базитовых ассоциаций.** Наиболее ранняя из них (723 ± 15, 602 ± 5 млн.лет, Rb-Sr метод) установлена в Калгынском тектоническом блоке (Уяндинский офиолитовый террейн в составе Селеняхского блока Омулёвского террейна, по работе [7]) (рис. 1). Здесь в мраморах и зеленосланцево-метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах, возраст которых по разным данным изменяется от неопротерозоя до раннего ордовика, наблюдается пластина серпентинизированных перидотитов с горизонтальным серпентинитового меланжа из обломков серпентинитов, габбро-амфиболитов, metabазальтов, родингитов в основании. Выше залегает пластина ам-

фиболизированных габбро и габбро-диоритов, несущих ксенолиты и ксеноблоки серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. Их перекрывают покровы metabазальтов с серпентинитами в основании, туфогенные и терригенные метаморфизованные породы, пронизанные силлами, которые представлены породами от габбро до тоналитов и от субщелочного габбро до монцонитов [14].

В Мунилканском блоке Тас-Хаяхтахского террейна (по [7]: Мунилканский офиолитовый террейн в составе Тас-Хаяхтахского террейна Омулёвского блока) в пределах пакета тектонических пластин зеленосланцево-метаморфизованных карбонатно-терригенных пород раннего—среднего ордовика локализованы покровы пикробазальтов, пластовые и линзовидные тела амфиболизированных габбро с ксенолитами базальтов и пикритов и субщелочных габбро, дифференцированных до монцонитов [14]. По руч.Шумовый в контактах пластового тела габбро фиксируются мощные (20—150 м) зоны серпентинитового меланжа из хаотически перемешанных обломков серпентинитов, метагаббро, серпентинизированных пикритов, metabазальтов и известково-терригенных пород в существенно серпентинитовом цементе. Выше залегают крутопадающие зеленокаменно-измененные породы ордовика, перекрытые субгоризонтальным покровом серпентинизированных оливиновых metabазальтов. Возраст раннего этапа метаморфизма по амфиболам 430 млн.лет (<sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar метод) [7].



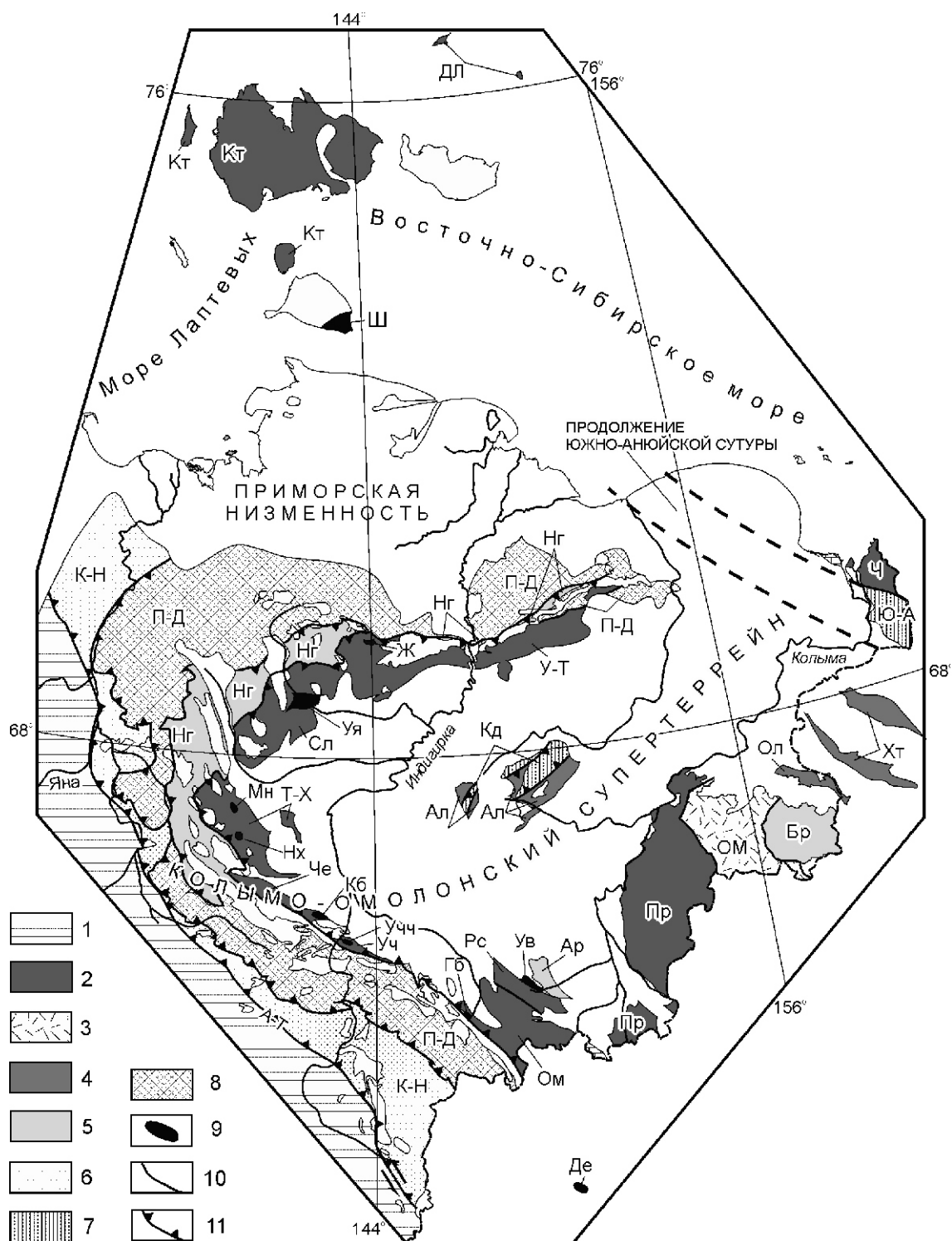


Рис. 1. Схема тектонического строения Верхояно-Колымской складчатой области. По работе [13]:

1 — Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 2 — миогеосинклинальные террейны (Кт — Котельный, Пр — Приколымский, Ч — Чукотский, ДЛ — Де Лонга) и блоки Омулёвского террейна (Ом — Омулёвский, Рс — Рассохинский, Уч — Уччинский, Че — Чемалгинский, Т-Х — Тас-Хаяхтахский, Сл — Селенняхский, У-Т — Улахан-Тасский); 3 — Омолонский (ОМ) кратонный террейн; 4 — островодужные террейны (Ал — Алазейский, Хт — Хетачанский, Ол — Олойский); 5 — турбидитовые террейны (Бр — Березовский, Ар — Аргатасский, Нг — Нагонлжинский); 6 — Кулар-Нерский (К-Н) турбидитовый террейн подножия континентальной окраины; 7 — террейны аккреционного клина, сложенные преимущественно океаническими породами (Ю-А — Южно-Анхойский, Кд — Кенкельдинский); 8 — Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина, сложенный преимущественно турбидитами (П-Д); 9 — «океанические (офиолитовые)» террейны (Ш — Шалауровский, Де — Дебинский, Уя — Уяндинский, Мн — Мунилканский, Нх — Нахаттинский, Кб — Кыбытыгасский, Учч — Уччинский, Гб — Гарбыньинский, Ув — Увязкинский); ультрабазит-базитовые ассоциации Нахаттинского (Нх) блока и бассейна р.Желтая (Ж); 10 — разломы; 11 — надвиги (А-Т — Адыча-Тарынский)

Следующий импульс магматической активности имел место в девоне и наиболее ярко проявлен в пределах Нахаттинской антиклинали Тас-Хаяхтаского блока Омулёвского террейна, сложенной карбонатными и терригенно-карбонатными породами силура и раннего—среднего девона, формировавшимися в условиях мелководного шельфа (углистые мергели; аргиллиты; углистые, глинистые и органогенные известняки) [3]. Отложения смяты в сложную систему складок и разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, расстояния между которыми часто измеряются первыми метрами — первыми десятками метров. Магматические образования представлены маломощными (до 5—6 м) покровами базальтов с горизонтами туфов основного состава в их подошвах и кровлях и многочисленными силлами и дайками основных и ультраосновных пород изменяющейся щелочности. Преобладают силлы мощностью от 1 до 30 м и протяженностью в первые десятки — сотни метров, редко до 3 км. В отдельных участках насчитывается до 5 силлов на 100 м мощности разреза. Дайки часто являлись подводящими каналами для силлов. Изохронный Rb-Sr возраст долеритов 359,9 млн.лет, щелочных пикритов 382,15 млн.лет [14]. Породы рассланцованы, нередко преобразованы в брекчии, катаклазиты и милониты. В то же время столь характерная для более древних магматических комплексов Мунилканского тектонического блока серпентинизация проявлена слабо.

В пределах Уччинского блока (Уччинского террейна в составе Чималгинского блока, по [7]) среди карбонатных пород девона вскрывается несколько полого падающих пластин магматических пород. Нижняя из них (мощность 20—30 м) сложена петельчатыми серпентинитами, развитыми по ультраосновным вулканитам, содержащим редкие ксенолиты габбро-перидотитов. В ее кровле наблюдается горизонт (5—10 м) мелкообломочного меланжа из обломков ультраосновных вулканитов и известняков в тонкозернистом серпентинитовом цементе. Еще выше по разрезу прослеживаются 3—4 пластовых тела крупно- и мелко-среднезернистых массивных, а в приконтактной части тел — неотчетливо трахитоидных тонкозернистых амфиболизированных габбро и габбро-амфиболитов мощностью 5—20 м, разделенных горизонтами тектонического меланжа соизмеримой мощности. Среди обломков в последнем различаются разнотекстурированные габбро-амфиболиты и мраморизованные известняки. Контакт их четкий, интрузивный. Падение всех пластин субсогласное с вмещающими известняками. Выше на интенсивно залесенном склоне отмечаются разрозненные высыпки дресвы и мелких обломков серпентинизированных тектонических брекчий, амфиболизированного микрогаббро, габбро-амифиболитов.

У границы Селеняхского и Улахан-Тасского блоков в бассейне р.Желтая (левый приток р.Уяндина) среди девонских карбонатных пород и кристалличес-

ких сланцев фиксируются разрозненные выходы серпентинизированных перидотитов, амфиболизированных габброидов и metabазальтов. Изотопный K-Ar возраст метаперидотитов 350,12 млн.лет. Предполагается пластовая форма тел, но крайне скудная обнаженность этого района не позволяет уточнить их морфологию.

Все изученные ультрабазит-базитовые ассоциации приурочены к зонам сближенных региональных тектонических нарушений вблизи границы Колымо-Омолонского микроконтинента (супертеррейна) и Верхоянской континентальной окраины [7, 14]. Согласно классической работе Р.Г.Колмана [4], в полном офиолитовом разрезе рассланцованные и серпентинизированные ультрабазиты перекрыты комплексом расслоенных даек, а венчают разрез пиллоу-лавы и глубокоководные морские отложения. В рассматриваемом регионе излияния базальтоидов происходило как до, так и после становления ультрабазитов и габброидов; комплекс параллельных даек отсутствует; вмещающие породы не содержат глубокоководных осадков. Сторонники офиолитовой концепции эти вопросы не обсуждают.

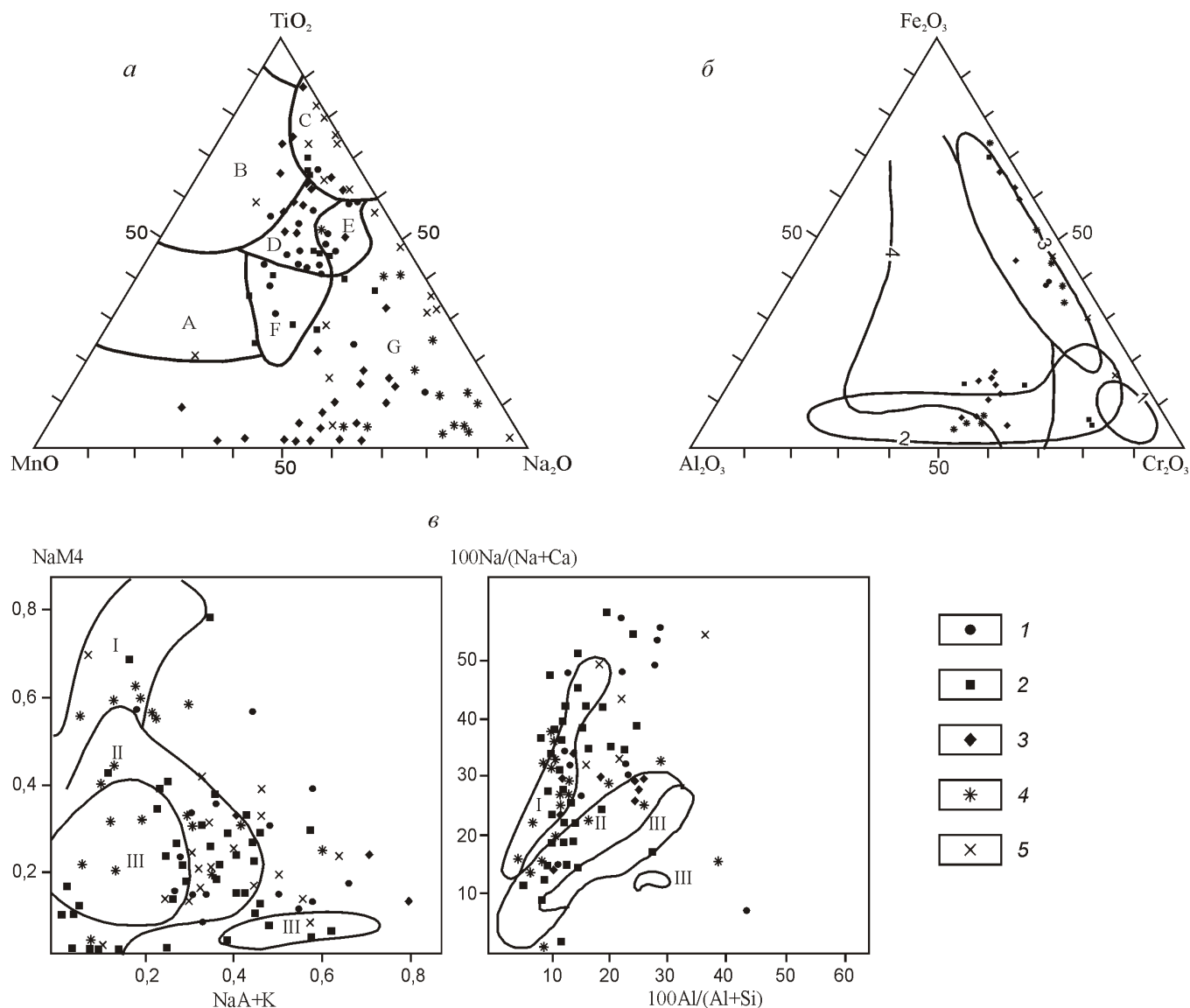
**Минералогия.** Для изучения минералогии ультрабазит-базитовых ассоциаций Верхояно-Колымского орогена в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro выполнено около 1200 анализов (аналитики: С.П.Роев, С.К.Попова и Л.М.Попова). При всем разнообразии и разновозрастности изученных пород прослеживается общность типоморфных особенностей слагающих их минералов.

Оливины наиболее подвержены вторичным изменениям, поэтому данных об их первичном составе крайне мало. По материалам Ф.Ф.Третьякова и В.Ф.Тимофеева (1996), оливины ультраосновных пород бассейна р.Калгын высокомагнезиальные (железистость  $f$  6,2—10%) и содержат не более 0,01% CaO, т.е. соответствуют оливинам эталонных офиолитовых гипербазитов [4]. Авторы в этих породах установили гораздо более железистый оливин с  $f$  23,2—35,6%, с повышенным содержанием MnO (0,15—0,49% против 0,1—0,14% в оливинах гипербазитов офиолитов) и постоянной невысокой примесью CaO (0,04—0,15%). Расчетная по работе [2] температура кристаллизации (1300—1200 °C) гораздо выше, чем для оливинов океанических гипербазитов (не более 1100 °C). В серпентинизированных ультрабазитах бассейна р.Желтая определены оливины с  $f$  11—19,8%, содержанием CaO 0,03—0,2% и MnO 0,03—0,15%. В оливине из пикробазальта Мунилканского блока  $f$  11,5, а из метаперидотита Уччинского блока  $f$  12,2%. Оливины щелочно-ультраосновных пород Нахаттинского блока умеренно железистые (49,4—49,7%), с содержанием CaO 0,22—0,26% и MnO — 0,59—0,64%.

Предшественники отмечают наличие в метаморфизованных ультрабазитах рек Калгын и Мунилкан

реликтов орто- и клинопироксенов при преобладании первых [7]. По данным авторов, напротив, во всех породах ультрабазит-базитовых ассоциаций региона резко преобладают клинопироксены (субкальциевый и умеренно-кальциевый авгит и эндиопсид) с низкими содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (преимущественно сотые доли процента) [14], тогда как для офиолитовых ассоциаций характерны максимально кальциевые клинопироксены со средним содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0,67%. Высококальциевый авгит с переходом в салит или диопсид встречается реже и также беден хромом. Его более позднее образование косвенно подтвер-

ждается значениями расчетных [9] температур кристаллизации: 1300—1100 С — для субкальциевого авгита и 1020—860 С — для высококальциевого авгита и салита. Железистость клинопироксенов ультраосновных и основных пород нормальной щелочности изменяется преимущественно в пределах 11—27%, субщелочных и щелочных — 34—50%. По соотношениям  $\text{MnO—TiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$  (рис. 2, а) первые соответствуют клинопироксенам базальтоидов вулканических дуг и континентов, вторые — клинопироксенам щелочных пород и континентов. Реликты ортопироксенов единичны и установлены только в



**Рис. 2. Составы минералов пород ультрабазит-базитовых ассоциаций северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области:**

а — пироксены: поля диаграммы [21]: А, Е — вулканических дуг, В — океанического дна, С — щелочных пород, D — всех типов магм, F — вулканических дуг и щелочных пород, G — континентальных; б — шпинели: поля диаграммы [11]: 1 — сростаний с алмазами; гипербазитов ассоциаций: 2 — дунит-перидотитовой, 3 — дунит-клинопироксенитовой; 4 — базальтоидов других вулканических ассоциаций; в — амфиболы: поля диаграммы [19]: I — высокобарические, II — среднебарические, III — низкобарические комплексы; NaA, NaM4 — формульные единицы; породы ультрабазит-базитовых ассоциаций тектонических блоков: 1 — Калгынского, 2 — Мунилканского, 3 — Нахаттинского, 4 — Уччинского, 5 — бассейна р.Желтая



серпентинитах Калгынского блока и трахибазальтах Мунилканского. Железистость в первом случае 20—25%, во втором — 49% (в ортопироксенах ультрамафитов офиолитов она составляет 5—12%, а для клинопироксенов изменяется в более широких пределах). Давление при кристаллизации ортопироксенов по содержанию  $Al_2O_3$  (до 2,35%) определено в 0,7—0,9 ГПа [8].

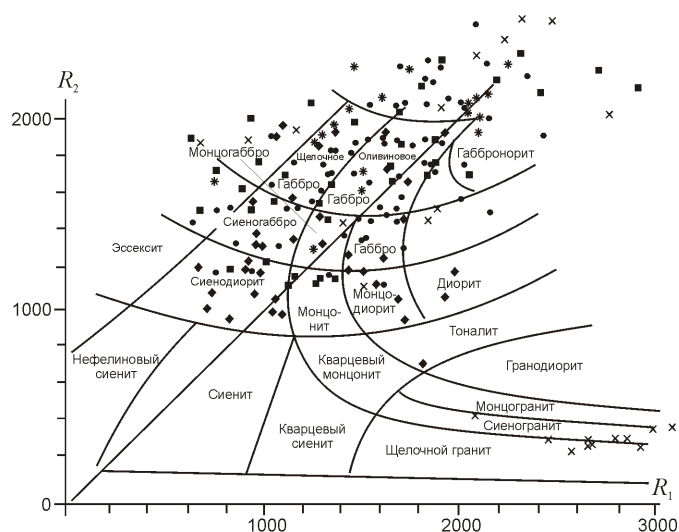
Типоморфными минералами пород офиолитовых ассоциаций являются также хромшпинелиды. В изученных породах установлены лишь единичные их зерна, отвечающие по соотношениям  $Al_2O_3$ — $Fe_2O_3$ — $Cr_2O_3$  хромшпинелидам гипербазитов клинопироксенитовой ассоциации и базальтоидов вулканических дуг (см. рис. 2, б). Значения в них  $Cr/(Cr + Al)$ , как правило, ниже, чем в шпинелидах офиолитов (0,34—0,58 против 0,53—0,86). Сквозные акцессорные минералы здесь — хромит; хромистый титаномagnetит (до 24,5%  $TiO_2$  и до 10,8%  $Cr_2O_3$ ), содержание которого в ультрабазитах 5%; гранат пиропового ряда (до 71% py), Cl-апатит (до 3,7% Cl). Обычны также ксеногенные гроссуляры и гидрогроссуляры.

По данным В.С.Оксмана [7], метаморфизм пород происходил в условиях низких давлений, оцененных по составам амфиболов, представленных последовательно сменяющими друг друга роговыми обманками с низкими формульными значениями Si,  $NaM_4$  (0,03—0,17) и  $NaA$  (0,65—0,52), актинолитизированными роговыми обманками и актинолитами. Естественно, что при полиметаморфизме реликты минералов раннего этапа единичны. Тем не менее, в большинстве выборок (метаперидотиты и габбро-амфиболиты Калгынского блока, пикробазальты и базальты Мунилканского, серпентиниты и габбро-амфиболиты Уччинского) удалось определить высокобарические амфиболы [14] (см. рис. 2, в) с расчетными значениями температур и давлений при кристаллизации [25] до 765 °C и до 900 МПа. Они представлены винчитом, чермакитом, магнезиальной роговой обманкой. В породах повышенной щелочности встречены также керсутит.

**Химический состав и геохимические особенности.** Ультраосновные породы эталонных офиолитовых ассоциаций представлены гарцбургитами и дунитами и характеризуются постоянством химического состава:  $Al_2O_3$  0,85% для гарцбургитов и 0,35% для дунитов;  $TiO_2$  1%;  $Na_2O$   $K_2O$  0,15%;  $CaO$  1%;  $MgO/(MgO + FeO)$  0,85—0,86 [4]. Среди основных пород преобладают низкощелочные низкотитанистые толеиты. Габброиды дифференцируют до анортозитов, реже до плагiogранитов. Все породы обладают низкими содержаниями литофильных и редкоземельных элементов, кларковыми—сидерофильных. Отношения в них:  $(La/Yb)_N$  1,  $K/Rb$  400—1400,  $Rb/Sr$  0,01—0,03,  $Ba/Sr$  0,1—0,35.

Изученные ассоциации характеризуются сочетанием пород нормальной щелочности и субщелочных или

щелочных с дифференциацией по кремнекислотности от ультраосновных до средних (рис. 3). Для Калгынского блока намечаются два тренда эволюции составов вулканических пород: от пикритов и толеитовых базальтов до андезитов и от щелочных пикритов до трахибазальтов и трахиандезитов. По классификации [15], интрузивные породы представлены перидотитами, габброноритами, габбро, оливиновыми и щелочными габбро, сиеногаббро, монцогаббро, монцодиоритами и сиенодиоритами (см. рис. 3). Преобладают здесь породы нормального ряда. Ультраосновные породы нормального ряда по содержаниям  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$  близки гипербазитам лерцолитового подтипа Р. Колмана, т.е. орогенным перидотитам (см. таблицу). Нормативный состав пород ассоциации преимущественно оливин-диопсидовый (55%) и нефелин-оливин-диопсидовый (около 30%), тогда как количество столь характерных для офиолитов гиперстен-диопсидовых разностей всего 15%. По соотношениям петрохимических параметров (рис. 4, а, б) большая часть составов отвечает внутриплитным образованиям, наряду с которыми, но в несколько меньшем количестве, присутствуют и составы, соответствующие таковым океанических образований. Столь же неоднозначны и геохимические параметры пород (см. рис. 4, в, г). Тренды распределения REE плоские или со снижением их нормированных значений от LREE к HREE, но со значительно большими, чем в породах офиолитовых ассоциаций, содержаниями как тех, так и других (рис. 5). По распределению элементов-примесей [14] метагипербазиты и метагаббро соответствуют породам геохимического типа коматиитовых базальтов, присущих



**Рис. 3. Классификационная диаграмма для пород ультрабазит-базитовых ассоциаций северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области. По работе [15]:**

$R_1$   $4Si$   $11(Na + K)$   $2(Fe + Ti)$ ;  $R_2$   $6Ca$   $2Mg$   $Al$ ; см. услов. обозн. к рис. 2

Средний петро-геохимический состав пород ультрабазит-базитовых ассоциаций северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области

| Окси-<br>ды, %<br>и эле-<br>мен-<br>ты, г/г | Блоки                       |                                      |                        |                                          |                             |                        |                              |                              |                       |             |                           |                                  |               |                              |                             |                      |                                      |             |                             |                        |                                      |                              |        |
|---------------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|------------------------|------------------------------------------|-----------------------------|------------------------|------------------------------|------------------------------|-----------------------|-------------|---------------------------|----------------------------------|---------------|------------------------------|-----------------------------|----------------------|--------------------------------------|-------------|-----------------------------|------------------------|--------------------------------------|------------------------------|--------|
|                                             | Калгынский                  |                                      |                        |                                          | Мунилканский                |                        |                              |                              |                       |             | Нахаттинский              |                                  |               |                              |                             |                      | Уччинский                            |             |                             |                        | Бассейна р.Желтая                    |                              |        |
|                                             | Сер-<br>пен-<br>тини-<br>ты | Габ-<br>бро-<br>амфи-<br>болы-<br>ты | Мета-<br>базаль-<br>ты | Суб-<br>щелоч-<br>ные ба-<br>заль-<br>ты | Сер-<br>пен-<br>тини-<br>ты | Мета-<br>базаль-<br>ты | Трах-<br>ида-<br>заль-<br>ты | Трах-<br>ида-<br>заль-<br>ты | Пиро-<br>ксе-<br>ниты | Габ-<br>бро | Мон-<br>о-<br>габ-<br>бро | Ще-<br>лоч-<br>ные<br>кри-<br>ты | Базаль-<br>ты | Трах-<br>ида-<br>заль-<br>ты | Сер-<br>пен-<br>тини-<br>ты | Ам-<br>фибо-<br>литы | Габ-<br>бро-<br>амфи-<br>болы-<br>ты | Габ-<br>бро | Сер-<br>пен-<br>тини-<br>ты | Мета-<br>базаль-<br>ты | Габ-<br>бро-<br>ам-<br>фибо-<br>литы | Габ-<br>бро-<br>ди-<br>ориты |        |
| Число анализов                              |                             |                                      |                        |                                          |                             |                        |                              |                              |                       |             |                           |                                  |               |                              |                             |                      |                                      |             |                             |                        |                                      |                              |        |
|                                             | 19                          | 19                                   | 18                     | 6                                        | 5                           | 2                      | 7                            | 4                            | 3                     | 5           | 6                         | 3                                | 8             | 10                           | 13                          | 2                    | 2                                    | 4           | 3                           | 2                      | 2                                    | 8                            | 5      |
| SiO <sub>2</sub>                            | 40,35                       | 46,92                                | 47,58                  | 48,7                                     | 39,88                       | 47,01                  | 46,24                        | 54,25                        | 38,44                 | 47,51       | 51,02                     | 41,55                            | 40,64         | 47,6                         | 44,26                       | 39,95                | 40,2                                 | 45,58       | 49,99                       | 39,6                   | 42,4                                 | 46,32                        | 53,51  |
| TiO <sub>2</sub>                            | 0,45                        | 2,35                                 | 1,55                   | 1,79                                     | 0,12                        | 1,04                   | 2,45                         | 0,86                         | 4,03                  | 0,89        | 0,97                      | 2,13                             | 2,41          | 2,38                         | 2,32                        | 0,26                 | 1,62                                 | 0,96        | 0,35                        | 0,46                   | 3,27                                 | 0,55                         | 1,42   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 3,25                        | 14,52                                | 15,8                   | 15,58                                    | 1,88                        | 15,05                  | 14,69                        | 16,65                        | 11,54                 | 14,37       | 15,86                     | 13,86                            | 15,36         | 15,69                        | 16,13                       | 6,04                 | 16,36                                | 15,41       | 17,02                       | 6                      | 15,76                                | 15,87                        | 17,2   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 4,01                        | 4,42                                 | 4,37                   | 2,12                                     | 5,9                         | 2,21                   | 2,99                         | 0,94                         | 5,68                  | 1,83        | 1,75                      | 3,12                             | 2,67          | 4,17                         | 2,71                        | 5,44                 | 4,2                                  | 3,48        | 1,92                        | 4                      | 5,45                                 | 1,99                         | 2,35   |
| FeO                                         | 3,56                        | 7,43                                 | 5,80                   | 8,26                                     | 2,91                        | 6,62                   | 6,76                         | 7,64                         | 7,34                  | 5,93        | 6,49                      | 7,58                             | 7,19          | 7,06                         | 8,44                        | 4,93                 | 6,35                                 | 4,37        | 3,22                        | 3,52                   | 9,03                                 | 5,59                         | 6,54   |
| MnO                                         | 0,10                        | 0,20                                 | 0,13                   | 0,17                                     | 0,09                        | 0,14                   | 0,15                         | 0,09                         | 0,16                  | 0,11        | 0,12                      | 0,12                             | 0,12          | 0,14                         | 0,14                        | 0,14                 | 0,14                                 | 0,14        | 0,08                        | 0,37                   | 0,23                                 | 0,12                         | 0,18   |
| MgO                                         | 33,53                       | 7,17                                 | 6,64                   | 6,27                                     | 37,8                        | 6,74                   | 5,71                         | 3,4                          | 6,83                  | 10,35       | 6,57                      | 9,33                             | 7,35          | 6,1                          | 6,35                        | 29,58                | 11,44                                | 9,99        | 9,34                        | 31,52                  | 6,72                                 | 13,44                        | 4,8    |
| CaO                                         | 3,50                        | 10,39                                | 9,25                   | 8,24                                     | 0,3                         | 10,06                  | 9,13                         | 7,7                          | 8,82                  | 8,9         | 7,78                      | 9,53                             | 9,08          | 6,85                         | 7,79                        | 3,84                 | 5,42                                 | 10,49       | 12,38                       | 6,06                   | 11,66                                | 12,43                        | 8,39   |
| Na <sub>2</sub> O                           | 0,36                        | 2,98                                 | 3,01                   | 3,94                                     | 0,52                        | 1,82                   | 4,2                          | 3,95                         | 0,87                  | 3,78        | 4,5                       | 1,65                             | 1,88          | 2,74                         | 2,71                        | 0,5                  | 3,34                                 | 3,42        | 2,78                        | 0,05                   | 3,98                                 | 1,07                         | 2,85   |
| K <sub>2</sub> O                            | 0,08                        | 0,45                                 | 0,18                   | 1,13                                     | 0,12                        | 1                      | 1,06                         | 1,88                         | 1,89                  | 0,28        | 1,23                      | 0,45                             | 1,5           | 1,05                         | 1,82                        | 0,25                 | 0,64                                 | 0,22        | 0,15                        | 0,09                   | 0,18                                 | 0,24                         | 1,61   |
| H <sub>2</sub> O                            | 0,22                        | 0,05                                 | 0,09                   | 0,12                                     | 0,31                        | 0,18                   | 0,28                         | 0,18                         | 0,3                   | 0,08        | 0,11                      | 0,31                             | 0,28          | 0,26                         | 0,24                        | 0,3                  | 0,32                                 | 0,28        | 0,1                         | He<br>отр.             | 0,16                                 | 0,31                         | 0,17   |
| H <sub>2</sub> O                            | 8,76                        | 1,23                                 | 1,62                   | 2,42                                     | 9,52                        | 4,2                    | 2,76                         | 0,88                         | 4,04                  | 3,93        | 2,21                      | 4,98                             | 4,4           | 3,61                         | 4,05                        | 8,08                 | 5,96                                 | 2,72        | 1,15                        | 6,6                    | 0,66                                 | 0,93                         | 0,8    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>               | 0,03                        | 0,25                                 | 0,30                   | 0,37                                     | 0,15                        | 0,16                   | 0,44                         | 0,44                         | 0,94                  | 0,18        | 0,29                      | 0,37                             | 0,46          | 0,37                         | 0,4                         | 0,07                 | 0,2                                  | 0,15        | 0,08                        | 0,08                   | 0,34                                 | 0,09                         | 0,31   |
| F                                           | 0,01                        | 0,03                                 | 0,08                   | 0,04                                     | 0,07                        | 0,05                   | 0,1                          | 0,04                         | 0,22                  | 0,06        | 0,05                      | 0,09                             | 0,14          | 0,13                         | 0,09                        | 0,03                 | 0,06                                 | 0,04        | 0,04                        | 0,04                   | 0,1                                  | 0,1                          | 0,08   |
| CO <sub>2</sub>                             | 1,00                        | 1,19                                 | 2,70                   | 1,76                                     | 0,27                        | 2,91                   | 3,1                          | 0,41                         | 7,94                  | 2,35        | 0,64                      | 5,02                             | 2,25          | 1,27                         | 2,23                        | 0,54                 | 3,3                                  | 2,06        | 0,71                        | 0,76                   | He<br>отр.                           | 0,22                         | 0,47   |
| S                                           | He отр.                     |                                      |                        |                                          | 0,09                        | 0,08                   | 0,25                         | 0,01                         | 0,26                  | 0,05        | 0,04                      | 0,23                             | 0,3           | 0,04                         | 0,14                        | 0,07                 | 0,26                                 | 0,22        | 0,12                        | 0,25                   | 0,33                                 | 0,2                          | 0,23   |
| Сумма                                       | 98,99                       | 99,53                                | 99,31                  | 100,79                                   | 99,71                       | 99,09                  | 100,03                       | 99,14                        | 99                    | 100,52      | 99,52                     | 100,01                           | 99,75         | 99,2                         | 99,58                       | 99,72                | 99,49                                | 99,25       | 99,33                       | 99,4                   | 100,11                               | 99,16                        | 100,74 |

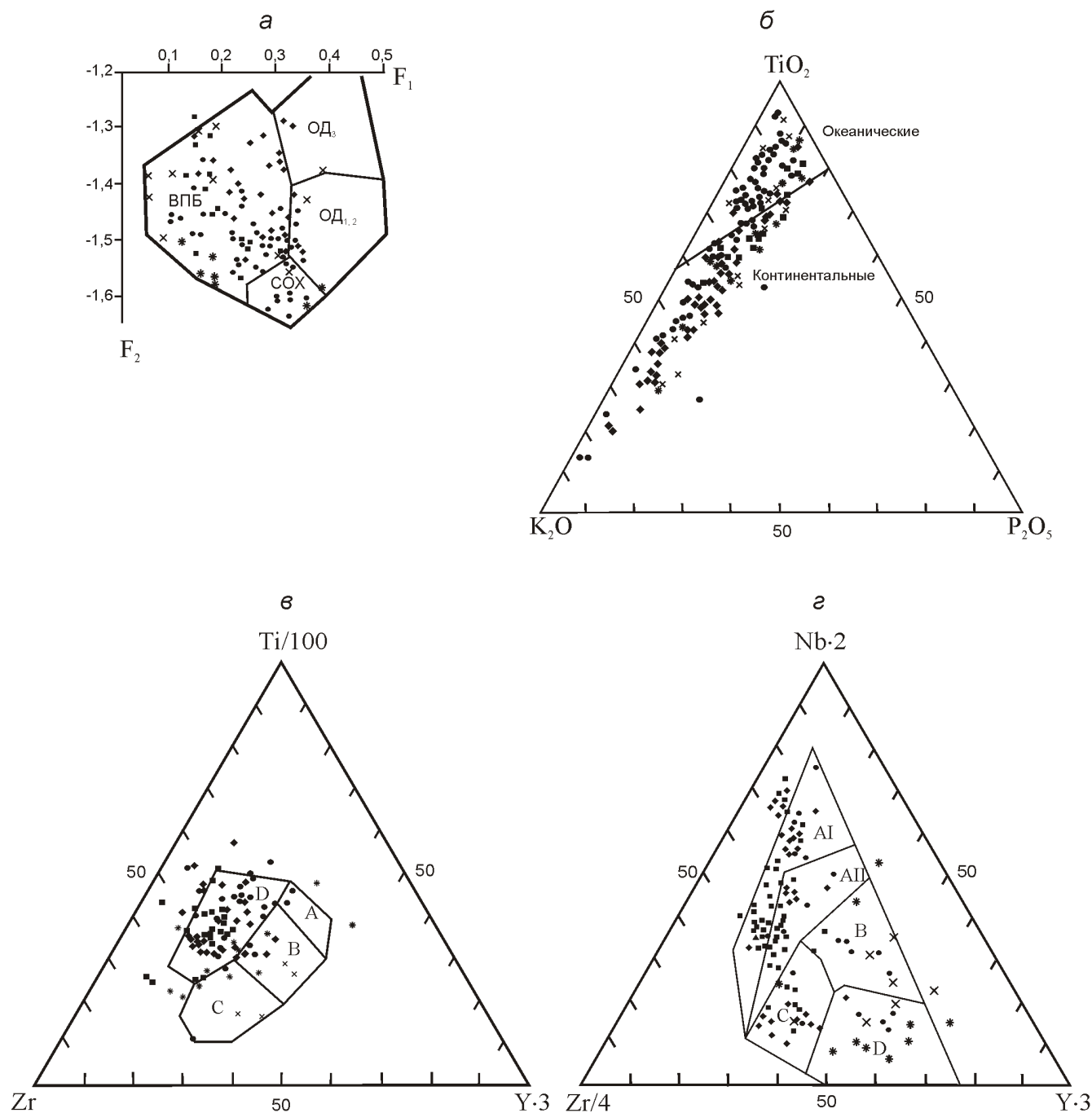
| Окси-<br>ды, %<br>и эле-<br>мен-<br>ты, г/г | Блоки                       |                                      |                      |                                      |                             |                      |                     |                              |                       |             |                            |              |                                             |                    |                              |                             |                      |                                      |             |                             |                      |                                      |                              |  |  |  |
|---------------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|----------------------|--------------------------------------|-----------------------------|----------------------|---------------------|------------------------------|-----------------------|-------------|----------------------------|--------------|---------------------------------------------|--------------------|------------------------------|-----------------------------|----------------------|--------------------------------------|-------------|-----------------------------|----------------------|--------------------------------------|------------------------------|--|--|--|
|                                             | Калгынский                  |                                      |                      |                                      | Мунилканский                |                      |                     |                              |                       |             |                            |              | Нахаттинский                                |                    |                              |                             |                      |                                      | Учинский    |                             |                      |                                      | Бассейна р.Желтая            |  |  |  |
|                                             | Сер-<br>пен-<br>тини-<br>ты | Габ-<br>бро-<br>амфи-<br>болы-<br>ты | Мета-<br>заль-<br>ты | Суб-<br>щелоч-<br>ные<br>заль-<br>ты | Сер-<br>пен-<br>тини-<br>ты | Мета-<br>заль-<br>ты | Тра-<br>халь-<br>ты | Тра-<br>халь-<br>заль-<br>ты | Пиро-<br>ксе-<br>ниты | Габ-<br>бро | Мон-<br>по-<br>габ-<br>бро | Пи-<br>крыты | Ще-<br>лоч-<br>ные<br>заль-<br>пик-<br>риты | Ба-<br>заль-<br>ты | Тра-<br>халь-<br>заль-<br>ты | Сер-<br>пен-<br>тини-<br>ты | Ам-<br>фибо-<br>литы | Габ-<br>бро-<br>амфи-<br>болы-<br>ты | Габ-<br>бро | Сер-<br>пен-<br>тини-<br>ты | Мета-<br>заль-<br>ты | Габ-<br>бро-<br>амфи-<br>болы-<br>ты | Габ-<br>бро-<br>дио-<br>риты |  |  |  |
| Число анализов                              |                             |                                      |                      |                                      |                             |                      |                     |                              |                       |             |                            |              |                                             |                    |                              |                             |                      |                                      |             |                             |                      |                                      |                              |  |  |  |
|                                             | 19                          | 19                                   | 18                   | 6                                    | 5                           | 2                    | 7                   | 4                            | 3                     | 5           | 6                          | 3            | 8                                           | 10                 | 13                           | 2                           | 2                    | 4                                    | 3           | 2                           | 2                    | 8                                    | 5                            |  |  |  |
| Li                                          | 5                           | 15                                   | 19                   | 20                                   | He<br>обн.                  | 43                   | 24                  | 27                           | 47                    | 47          | 20                         | 32           | 47                                          | 24                 | 78                           | 15                          | 35                   | 22                                   | 6           | 11                          | 22                   | 15                                   | 24                           |  |  |  |
| Rb                                          | 6                           | 10                                   | 5                    | 29                                   | 10                          | 13                   | 37                  | 29                           | 45                    | 47          | 34                         | 45           | 47                                          | 22                 | 41                           | 9                           | 15                   | 8                                    | 5           | 7                           | 5                    | 10                                   | 34                           |  |  |  |
| Sr                                          | 5                           | 260                                  | 87                   |                                      | 8                           | 185                  | 318                 | 365                          | 557                   | 234         | 650                        | 557          | 234                                         | 301                | 493                          | 4,7                         | 94                   | 197                                  | 235         | 7,3                         | 530                  | 280                                  | 610                          |  |  |  |
| Ba                                          | 15                          | 187                                  | 34                   |                                      | 19                          | 183                  | 322                 | 467                          | 474                   | 230         | 417                        | 184          | 230                                         | 340                | 826                          | 14                          | 120                  | 58                                   | 72          | 30                          | 425                  | 25                                   | 56                           |  |  |  |
| V                                           | 25                          | 253                                  | 92                   | 240                                  | 50                          | 176                  | 205                 | 158                          | 188                   | 246         | 123                        | 180          | 246                                         | 304                | 288                          | 112                         | 260                  | 210                                  | 160         | 140                         | 320                  | 280                                  | 75                           |  |  |  |
| Co                                          | 80                          | 44                                   | 40                   | 42                                   | 90                          | 47                   | 46                  | 32                           | 51                    | 40          | 38                         | 45           | 40                                          | 47                 | 44                           | 88                          | 56                   | 40                                   | 37          | 84                          | 32                   | 89                                   | 7                            |  |  |  |
| Ni                                          | 1450                        | 97                                   | 260                  | 130                                  | 1500                        | 195                  | 130                 | 25                           | 210                   | 155         | 143                        | 210          | 155                                         | 84                 | 78                           | 1650                        | 520                  | 247                                  | 175         | 400                         | 84                   | 180                                  | 14                           |  |  |  |
| Cr                                          | 1148                        | 226                                  | 400                  | 240                                  | 1850                        | 490                  | 358                 | 62                           | 343                   | 370         | 707                        | 387          | 370                                         | 137                | 165                          | 1200                        | 910                  | 560                                  | 1100        | 330                         | 49                   | 605                                  | 25                           |  |  |  |
| Zr                                          | 18                          | 86                                   | 66                   |                                      | 20                          | 66                   | 122                 | 68                           | 193                   | 156         | 164                        | 129          | 156                                         | 147                | 173                          | 22                          | 2                    | 124                                  | 18          | 50                          | 335                  | 78                                   | 227                          |  |  |  |
| Nb                                          | 13                          | 12                                   | 9,4                  |                                      | 0                           | 4                    | 14                  | 68                           | 58                    | 41          | 36                         | 35           | 41                                          | 22                 | 41                           | 3                           | 9,2                  | 4,6                                  | 1,7         | 12                          | 30                   | 8,4                                  | 22                           |  |  |  |
| Yb                                          | 6                           | 3,3                                  | —                    |                                      | 1,2                         | 2,7                  | 3,6                 | 5,2                          | 3,2                   | 3           | 2,5                        | 2,7          | 3                                           | 3,6                | 3,4                          | 1,4                         | 3,8                  | 2,8                                  | 2           | 3                           | 7,5                  | 3                                    | 4,8                          |  |  |  |
| Y                                           | 4                           | 21                                   | 3                    |                                      | 0                           | 19                   | 22                  | 47                           | 22                    | 21          | 21                         | 16           | 21                                          | 25                 | 23                           | 4,3                         | 30                   | 20                                   | 11          | 11                          | 60                   | 15                                   | 32                           |  |  |  |
| K/Rb                                        | 111                         | 375                                  | 300                  | 323                                  | 100                         | 638                  | 274                 | 538                          | 348                   | 49          | 300                        | 304          | 265                                         | 396                | 368                          | 230                         | 354                  | 228                                  | 249         | 107                         | 299                  | 199                                  | 393                          |  |  |  |
| Rb/Sr                                       | 1,2                         | 0,04                                 | 0,06                 |                                      | 1,2                         | 0,07                 | 0,07                | 0,08                         | 0,08                  | 0,2         | 0,2                        | 0,08         | 0,2                                         | 0,07               | 0,08                         | 1,9                         | 0,16                 | 0,04                                 | 0,02        | 1                           | 0,01                 | 0,04                                 | 0,06                         |  |  |  |
| Ba/Sr                                       | 3                           | 0,72                                 | 0,39                 |                                      | 2,4                         | 1                    | 0,67                | 1,28                         | 0,85                  | 1           | 0,64                       | 0,33         | 1                                           | 1,1                | 1,68                         | 3                           | 2,2                  | 0,29                                 | 0,31        | 4,1                         | 0,8                  | 0,09                                 | 0,09                         |  |  |  |



континентальному режиму на ранних этапах формирования континентальной коры, а метабазальты и метадиабазы по содержаниям титана, микроэлементов группы железа, бария и стронция сопоставимы с толеи-

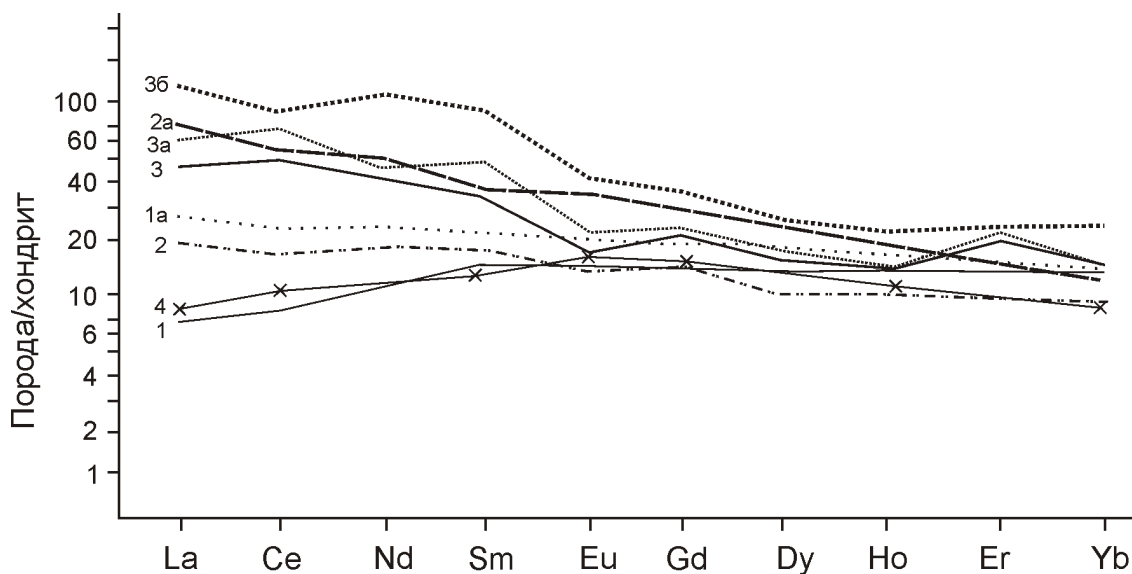
товыми океаническими базальтами, с отклонениями к натрий-щелочным базальтам [6].

Перечисленные особенности присущи магматическим породам задуговых или узких внутренних



**Рис. 4. Петро- и геохимические особенности пород ультрабазит-базитовых ассоциаций северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области:**

*а* — поля диаграммы [22]: COX — базальты срединно-океанических хребтов, OD<sub>1</sub> — OD<sub>3</sub> — базальты островных дуг (OD<sub>1</sub> — низкокальциевые, OD<sub>2</sub> — известково-щелочные, OD<sub>3</sub> — субщелочные), ВПБ — внутриплитные; F<sub>1</sub> 0,0088SiO<sub>2</sub> 0,0774TiO<sub>2</sub> 0,0102Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,0066FeO 0,0017MgO 0,0143CaO 0,0155Na<sub>2</sub>O 0,0007K<sub>2</sub>O; F<sub>2</sub> 0,013SiO<sub>2</sub> 0,0185TiO<sub>2</sub> 0,0129Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,0134FeO MgO 0,204CaO 0,0481Na<sub>2</sub>O 0,0715K<sub>2</sub>O; *б* — поля диаграммы [23]; *в* — поля диаграммы [24]: А и В — низкокальциевые островодужные толеиты, В и С — известково-щелочные островодужные базальты, В — базальты океанического дна, D — внутриплитные базальты; *г* — поля диаграммы [20]: AI, AII — внутриплитные щелочные базальты; AII C — внутриплитные толеиты; В — океанические базальты; C D — базальты островных дуг; см. услов. обозн. к рис. 2



**Рис. 5. Нормированное по хондриту [17] распределение редкоземельных элементов в породах ультрабазит-базитовых ассоциаций северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области:**

блоки: Калгынский (1 — пироксениты, 1а — субщелочные базальты), Мунилканский (2 — перидотиты, 2а — субщелочные базальты), Нахаттинский (3 — базальты, 3а — субщелочные базальты, 3б — мельтейгиты); бассейн р.Желтая — 4 — перидотиты

океанических (параокеанических) бассейнов, ложе которых, особенно на ранней стадии их развития, могло быть образовано утоненной континентальной корой [12]. Типичные для них магматические комплексы характеризуются оливин- и нефелин-нормативным составом. При этом даже в пределах одного такого бассейна геохимия пород и тип их щелочности могут широко изменяться, и в целом, они обладают признаками как континентальных, так и океанических пород.

Петро-геохимические параметры ультрабазит-базитовых ассоциаций Уччинского блока и бассейна р.Желтая (см. рис. 3 и таблицу) отличаются от таковых Калгынского блока только меньшей дифференцированностью и преобладанием ультраосновных пород (пикриты, базаниты, метAPERИДОТИТЫ).

В породах Мунилканского блока при близкой калгынским вариабельности преобладают нефелин-нормативные породы повышенной щелочности. Габброиды расслоенных тел дифференцируют до монцогаббро и монцонитов (сиенодиоритов), а породы покрова, перекрывающего выходы габброидов и серпентинитового меланжа в верховьях руч.Шумовый характеризуются резко отличными содержаниями главных оксидов, и по работе [18] определяются как анкармиты:  $Mg/(Mg + FeO) = 0,56-0,6$ ;  $Na_2O + K_2O = 2,25-4,13\%$ . По большинству петро-геохимических параметров нахаттинские породы соответствуют преимущественно континентальным образованиям (см. рис. 4). Они заметно обогащены редкоземельными элементами, особенно легкими лантаноидами. Значения нормированных  $La/Yb$  во всех случаях  $> 1$  (см. рис. 5). Такие ассоциации

не типичны для офиолитов, но весьма характерны для зон региональных разломов [5].

Еще более щелочной комплекс присущ ассоциации Нахаттинского блока [14], где наряду с породами нормальной щелочности и субщелочными широко распространены щелочно-ультраосновные породы: мельтейгиты, миссуриты. Наименее дифференцированные разности основных пород отвечают гавайиту, ультраосновных — субщелочному пикробазальту. Базальты покровов кварц-диопсид-гиперстен- и оливин-диопсид-нормативные, в единичных случаях — нефелин-оливин-гиперстен-нормативные. Породы силлов и даек в основном нефелин-оливин-диопсид- и оливин-диопсид-нормативные. В единичных случаях одновременно с нормативным нефелином присутствует нормативный лейцит. По распределению элементов-примесей они относятся преимущественно к геохимическому типу Na-щелочных базальтов континентов [14]. На большинстве дискриминационных диаграмм точки их составов локализуются в полях внутриплитных образований континентов. Расчетные глубины до сейсмофокальной зоны составляют в среднем 211 и 203 км для щелочных пикритов и субщелочных и щелочных базальтов, 166 и 171 км — для базальтов и пикритов. Содержания как легких, так и тяжелых лантаноидов заметно выше, чем в породах уже рассмотренных ассоциаций. Тренды их распределения, с заметным преобладанием LREE над HREE близки трендам основных пород континентальных окраин (см. рис. 5). В породах  $La/Yb$  возрастает с ростом щелочности от 3,2 до 15,3 при сохранении низких концентраций Yb, что

говорит о генерации щелочных пород в более метасоматически проработанных горизонтах мантии [16].

На основании изложенного можно сделать следующие выводы. Проявления ультрабазит-базитового магматизма в пределах рассматриваемого региона имели место в неопротерозое (раннем ордовике?), среднем ордовике и девоне. Они локализованы преимущественно среди карбонатно-терригенных образований мелководного шельфа и приурочены к зонам региональных разломов. Излияния базальтоидов происходили как до, так и после становления ультрабазитов и габброидов; комплекс параллельных даек отсутствует. Типоморфизм породообразующих и акцессорных минералов: преобладание моноклинной модификации пироксенов, повышенная железистость оливинов, низкие значения  $Cr/(Cr + Al)$  в шпинелидах, высокobarический характер амфиболов раннего этапа метаморфизма не соответствуют таковому пород эталонных офиолитовых ассоциаций. Все изученные ассоциации характеризуются сочетанием оливин-диопсид- и нефелин-оливин-диопсид-нормативных составов, тогда как характерные для офиолитов гиперстен-диопсид-нормативные породы присутствуют в резко подчиненном количестве. Геохимические параметры пород соответствуют континентальным образованиям или промежуточные между таковыми океанических и континентальных, с усилением «континентальных» признаков с востока на запад. Такие магматические образования присущи континентальному режиму активных окраин континентов. В целом проведенный комплекс исследований свидетельствует о формировании ультрабазит-базитовых ассоциаций региона в связи с процессами рифтогенеза континентальной окраины, приводившими в ее восточной, утоненной части к образованию параокеанических бассейнов. Усиление признаков, характерных для океанических образований, в этом направлении позволяет предполагать наличие участков океанской коры или коры переходного типа далее к востоку.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архинов Ю.В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы / Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. — Якутск: Книжное изд-во, 1984. С. 110—134.
2. *Ваганов В.И., Кузнецов И.Е.* Определение температуры кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород / Современные методы петрологических исследований. — Новосибирск: Наука, 1976. С. 142—156.
3. *Геологическая карта СССР.* Лист Q-54-55 (Хону). Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. — Л., 1988.
4. *Колман Р.Г.* Офиолиты. — М.: Мир, 1979.
5. *Колодезников И.И., Рукович В.Н.* Палеозойский магматизм Индигиро-Колымского региона / Фундаментальные проблемы геотектоники. — М.: ГЕОС, 2007. Т. I. С. 320—324.
6. *Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука, 1985.
7. *Оксман В.С.* Тектоника коллизионного пояса Черского. — М.: ГЕОС, 2000.
8. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. — М.: Наука, 1970.
9. *Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косякова Н.А.* Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестник МГУ. Сер. геология. 1982. № 4. С. 3—26.
10. *Пискунов Б.М., Абдурахманова А.И., Ким Ч.У.* Соотношение «состав—глубина» для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57—67.
11. *Порошин Е.Е.* Высокохромистые шпинелиды и вопросы происхождения базальтовых магм // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 39—46.
12. *Сондерс А.Д., Тарни Дж.* Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. — М.: Мир, 1987. С. 102—133.
13. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
14. *Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Иванов А.И.* Магматизм хр.Тас-Хаяхта. — Якутск, 2009.
15. *De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M.* A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses — its relationships and current nomenclature // Chem. Geol. 1980. Vol. 29. Pp. 183—210.
16. *Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.* Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition // Marine Geology. 142 (1997). Pp. 57—83.
17. *Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. Pp. 219—228.
18. *Irvine T.N., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. Pp. 523—548.
19. *Laird G., Albee A.L.* High-pressure metamorphism in mafic schists from northern Vermont // Amer. Journal of Science. 1981. Vol. 281. Pp. 97—126.
20. *Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. 1986. Vol. 56. Pp. 207—218.
21. *Nisbet E.G., Pearce J.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // Contrib. mineral. and petrol.. 1977. Vol. 63. № 2. Pp. 149—160.
22. *Pearce J.A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments of Cyprus // Tectonophysics. 1973. Vol. 25. Pp. 41—67.
23. *Pearce J.A., and Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. Pp. 290—300.
24. *Pearce J.A., and Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contribs. Mineral and Petrol. 1979. Vol. 69. № 1. Pp. 33—47.
25. *Yavuz F.* A program to classify microprobe and wet chemical amphibole analyses according to the IMA (1997) nomenclature scheme. — Istanbul, 1990.



## Геохимические особенности пород Эбехайнского дайкового пояса (Анабарский район)

А.Г.КОПЫЛОВА, М.Д.ТОМШИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

В пределах Эбехайнского дайкового пояса пространственно совмещены дайки и sillы долеритов, производных толеитовой магмы, и дайки трахидолеритов, монцонит-порфиров и трахиандезитов, сформированных из расплавов щелочного оливин-базальтового состава. Особенности геохимического состава указывают на то, что толеитовая магма поступала из мантийного источника, соответствующего устойчивости шпинели, а щелочно-базальтовая — из более глубинного источника, равновесного с гранатом.

*Ключевые слова:* Анабаро-Уджинское междуречье, долериты, трахидолериты, монцонит-порфиры, трахиандезиты, микроэлементный состав.

Копылова Альбина Георгиевна, kopylova@diamond.ysn.ru  
Томшин Михаил Дмитриевич, tmd@diamond.ysn.ru

## Geochemical peculiarities of the rocks of the Ebe-Khaya dike belt (Anabar-region)

A.G.KOPYLOVA, M.D.TOMSHIN

Ebekhay dike belt records spatially located at the same area dikes and dolerite sills, derivatives of tholeiitic magma, and dikes of trachydolerites, monzonite-porphyrries and trachyandesites, formed from melts of alkali olivine-basalt composition. Geochemical composition features indicate that, tholeiitic magma was supplied from mantle source, corresponding to spinel stability, and alkali-basalt magma — from deeper source, equilibrated with garnet.

*Key words:* Anabar-Udzhin interfluvium, dolerite, trachydolerites, monzonite-porphyrries, trachyandesites, trace element composition.

В Анабаро-Уджинском междуречье наряду с типичными широко распространенными пластовыми телами и дайками пермо-триасовых траппов известны многочисленные интрузивные образования щелочного оливин-базальтового состава: трахидолериты, трахиандезиты и монцонит-порфиры (рис. 1). Эта серия сближенных даек щелочного состава является частью протяженного Эбехайнского дайкового пояса, который прослеживается в субширотном направлении от бассейна р.Уджа на востоке до верховьев р.Нижняя (правый приток р.Хатанга) на западе [4]. В структурном плане дайковый пояс приурочен к северному склону Анабарской антеклизы и трассирует Молодо-Попигайскую зону глубинных разломов. В последнее время по магматическим образованиям Анабаро-Уджинского междуречья получены новые геохимические данные и возрастные датировки. Цель статьи — расширить представление о магматических образованиях района в дополнение к ранее опубликованным сведениям [4] и провести сравнительный анализ геохимических особенностей трапповых пород района и щелочных магматитов Эбехайнского дайкового пояса.

Определение породообразующих элементов проводилось классическим методом мокрой химии в лаборатории физико-химических методов анализа (ИГАБМ СО РАН), редких элементов — методом

масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме (аналитик Д.З.Журавлев, ИМГРЭ).

По геологическим данным наиболее ранними магматитами района являются пермо-триасовые трапповые образования [4]. Их формирование связано со становлением Оленёкской трапповой синеклизы, сопровождавшейся масштабной интрузией толеит-базальтового расплава, обусловившей внедрение протяженных sillов и даек долеритов, образование эруптивных аппаратов, излияния лав и формирование площадных туфов. Структура долеритов офитовая, долеритовая, переходящая в пойкилоофитовую. Незначительно проявленный процесс докамерной кристаллизации привел к формированию гломеровых выделений битовнита ( $An_{85-78}$ ) и хризолита ( $Fa_{18-20}$ ). Внутрикамерный парагенезис представлен лабрадором, гиалосидеритом, авгитовым пироксеном и титаномагнетитом. Химический и микроэлементный состав долеритов достаточно выдержан, соответствует производным толеит-базальтового расплава умеренных магнезиальности ( $Mg$  54) и щелочности (среднее содержание  $K_2O$  0,63%,  $Na_2O$  2,06%) и удовлетворительно укладывается в пределы вариаций химического и микроэлементного состава траппов Тунгусской синеклизы [3] (см. таблицу). Однообразие химического состава долеритов по

сравнению с составами щелочных пород отражается в довольно кучном расположении фигуративных точек химических анализов на диаграммах отношений породообразующих оксидов (рисунки 2 и 3). Долериты характеризуются умеренным содержанием редкоземельных элементов (среднее значение суммы REE 76,61 г/т), слабо фракционированным их распределением  $(La/Yb)_n$  3,31, незначительным европиевым минимумом  $(Eu/Eu)$  0,67—0,90 и почти горизонтальным трендом HREE  $(Gd/Lu)_n$  1,37 (рис. 4, а). Характерно наличие Nb-Ta минимума (см. рис. 4, б), что при Nb/La 1 и Nb/Th 1 и низком значении (Nb/Nb 0,55) может свидетельствовать об участии корового компонента в магматическом процессе [6].

Трахидолеритами сложены дайки и дайкообразные тела протяженностью от первых сотен метров до нескольких километров. В то же время цепочки отдельных даек трахидолеритов прослеживаются на десятки километров. Мощность их колеблется от нескольких до 30 м. Все исследованные тела трахидолеритов в петрографическом отношении отвечают по составу клинопироксеновым трахидолеритовым порфири-там. Текстура пород порфировая с микролитовой, интерсертальной, офитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Ведущий минерал породы — вкрапленники клинопироксена авгитового состава ( $Fs_{18-14}$ ). Его доля среди порфировых выделений может достигать 75—80%. В трахидолеритах отдель-

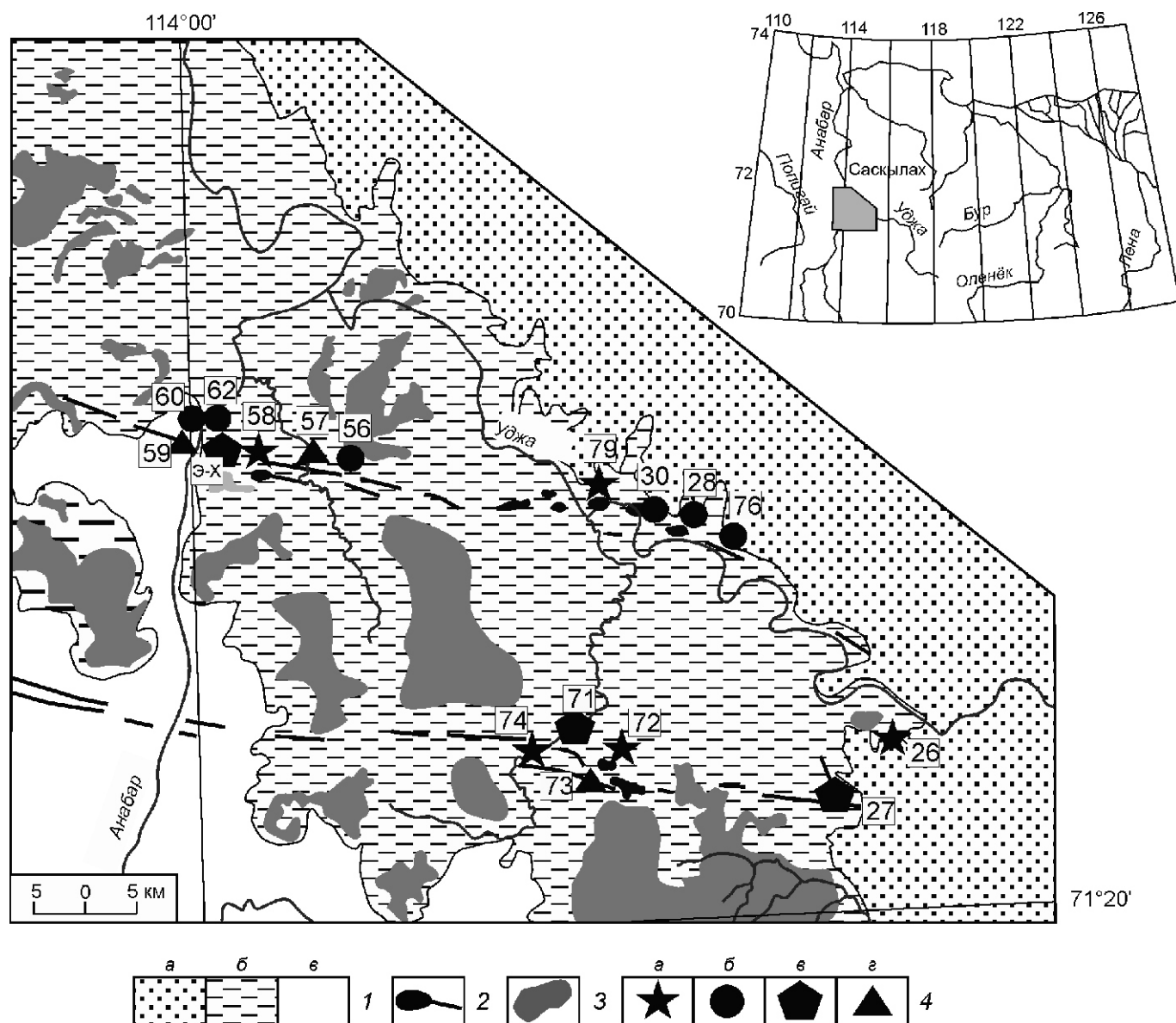


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Анабаро-Уджинского междуречья:

1 — отложения: а — юрские, б — пермские, в — кембрийские; 2 — дайки; 3 — силлы траппов; 4 — породы: а — долериты, б — трахидолериты, в — трахиандезиты, г — монзонит-порфиры, цифры — обнажения; на врезке местоположение района

## Химический состав представительных проб пород Анабаро-Уджинского междуречья

| Компоненты                     | Долериты |       |        | Трахи-<br>долериты | Трахиандезиты |        |        |        | Монцонит-порфиры |        |
|--------------------------------|----------|-------|--------|--------------------|---------------|--------|--------|--------|------------------|--------|
|                                | Пробы    |       |        |                    |               |        |        |        |                  |        |
|                                | 72-2     | 74-2  | 58-10  | 60-4               | 27-13         | 27-15  | ЭХ-6   | 71-5   | 59-5             | 73-3   |
| SiO <sub>2</sub>               | 50,13    | 49,42 | 49,50  | 46,07              | 49,22         | 50,05  | 54,8   | 52,13  | 58,68            | 58,47  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,12     | 1,12  | 1,15   | 5,33               | 4,00          | 4,21   | 3,19   | 3,27   | 2,41             | 1,68   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,20    | 15,49 | 15,58  | 10,13              | 16,02         | 13,7   | 14,21  | 15,02  | 13,68            | 17,94  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,11     | 2,86  | 2,38   | 6,49               | 3,81          | 4,38   | 4,6    | 6,34   | 2,22             | 4,23   |
| FeO                            | 7,31     | 8,45  | 8,90   | 9,05               | 7,14          | 7,3    | 4,44   | 4,16   | 4,87             | 1,01   |
| MnO                            | 0,19     | 0,19  | 0,17   | 0,16               | 0,16          | 0,17   | 0,11   | 0,16   | 0,10             | 0,09   |
| MgO                            | 7,39     | 7,17  | 7,36   | 5,57               | 4,57          | 4,02   | 4,63   | 2,87   | 2,39             | 0,21   |
| CaO                            | 10,31    | 10,86 | 11,32  | 7,96               | 6,22          | 7,73   | 4,56   | 5,69   | 4,32             | 1,44   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,01     | 1,44  | 1,92   | 2,74               | 3,81          | 3,76   | 3,79   | 3,30   | 3,59             | 5,22   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,71     | 0,57  | 0,44   | 2,34               | 3,25          | 3,27   | 3,58   | 3,89   | 3,61             | 6,25   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,12     | 0,14  | 0,12   | 1,25               | 0,94          | 1,03   | 0,58   | 0,77   | 0,70             | 0,39   |
| H <sub>2</sub> O               | 1,12     | 0,86  | 1,14   | 1,31               | 0,58          | 0,51   | 0,8    | 1,62   | 0,80             | 1,26   |
| CO <sub>2</sub>                |          | 0,76  | 0,54   | 1,17               |               |        |        | 0,81   | 2,58             | 1,34   |
| F                              | 0,05     | 0,08  | 0,02   | 0,37               | 0,35          | 0,32   | 0,30   | 0,25   | 0,20             | 0,18   |
| Сумма                          | 99,78    | 99,41 | 100,52 | 99,94              | 100,11        | 100,47 | 99,29  | 100,23 | 100,15           | 99,60  |
| Mg                             | 54       | 54    | 54     | 40                 | 44            | 39     | 49     | 34     | 38               | 7      |
| Cs                             | 1,66     | 2,02  | 4,99   | 1,68               | 1,21          | 1,44   | 0,95   | 2,97   | 2,52             | 2,58   |
| Rb                             | 22,05    | 15,88 | 20,18  | 58,42              | 70,70         | 66,39  | 93,97  | 107,65 | 95,85            | 196,33 |
| Ba                             | 205      | 230   | 290    | 959                | 1341          | 1327   | 1370   | 1278   | 1316             | 654    |
| Th                             | 2,27     | 2,44  | 2,17   | 12,45              | 13,52         | 13,22  | 16,44  | 23,65  | 19,36            | 42,56  |
| U                              | 0,75     | 0,80  | 0,70   | 2,96               | 3,50          | 3,51   | 4,11   | 5,96   | 4,84             | 14,12  |
| Sr                             | 231      | 241   | 290    | 1756               | 2198          | 2285   | 1069   | 1705   | 810              | 1814   |
| Pb                             | 5,44     | 4,52  | 4,28   | 13,03              | 16,16         | 10,39  | 13,15  | 19,90  | 15,38            | 34,81  |
| La                             | 11,79    | 11,62 | 11,57  | 119,26             | 125,99        | 123,82 | 100,66 | 127,39 | 99,03            | 147,98 |
| Ce                             | 27,48    | 26,67 | 27,30  | 274,34             | 278,17        | 271,54 | 208,17 | 274,09 | 198,67           | 265,88 |
| Pr                             | 3,40     | 3,47  | 3,24   | 36,95              | 35,84         | 35,50  | 24,57  | 33,64  | 22,95            | 29,43  |
| Nd                             | 14,21    | 14,17 | 14,02  | 152,30             | 144,32        | 142,94 | 94,82  | 125    | 84,37            | 96,89  |
| Sm                             | 3,57     | 3,76  | 3,66   | 29,73              | 27,00         | 27,28  | 17,01  | 23,08  | 14,76            | 15,08  |
| Eu                             | 0,84     | 0,94  | 1,13   | 8,65               | 7,60          | 8,08   | 5,04   | 6,25   | 4,42             | 4,10   |
| Gd                             | 4,17     | 3,94  | 3,96   | 22,55              | 20,55         | 19,99  | 12,88  | 17,36  | 10,66            | 9,31   |
| Tb                             | 0,67     | 0,66  | 0,67   | 2,75               | 2,55          | 2,58   | 1,68   | 2,21   | 1,44             | 1,20   |
| Dy                             | 4,45     | 4,49  | 4,17   | 13,68              | 12,91         | 12,87  | 8,68   | 11,98  | 7,30             | 6,46   |
| Ho                             | 0,89     | 0,91  | 0,89   | 2,18               | 2,14          | 2,14   | 1,46   | 1,98   | 1,24             | 1,08   |
| Er                             | 2,57     | 2,53  | 2,57   | 5,04               | 4,97          | 4,87   | 3,46   | 4,70   | 2,97             | 2,86   |
| Tm                             | 0,41     | 0,43  | 0,40   | 0,66               | 0,66          | 0,70   | 0,48   | 0,70   | 0,41             | 0,41   |
| Yb                             | 2,34     | 2,36  | 2,41   | 3,44               | 3,54          | 3,60   | 2,54   | 3,72   | 2,33             | 2,36   |
| Lu                             | 0,35     | 0,37  | 0,37   | 0,45               | 0,47          | 0,46   | 0,34   | 0,51   | 0,30             | 0,33   |
| Zr                             | 114      | 110   | 119    | 875                | 1018          | 974    | 787    | 1226   | 610              | 618    |



| Компоненты            | Долериты |       |       | Трахи-<br>долериты | Трахиандезиты |        |        |        | Монцонит-порфиры |        |
|-----------------------|----------|-------|-------|--------------------|---------------|--------|--------|--------|------------------|--------|
|                       | Пробы    |       |       |                    |               |        |        |        |                  |        |
|                       | 72-2     | 74-2  | 58-10 | 60-4               | 27-13         | 27-15  | ЭХ-6   | 71-5   | 59-5             | 73-3   |
| Pb                    | 5,44     | 4,52  | 4,28  | 13,03              | 16,16         | 10,39  | 13,15  | 19,90  | 15,38            | 34,81  |
| La                    | 11,79    | 11,62 | 11,57 | 119,26             | 125,99        | 123,82 | 100,66 | 127,39 | 99,03            | 147,98 |
| Ce                    | 27,48    | 26,67 | 27,30 | 274,34             | 278,17        | 271,54 | 208,17 | 274,09 | 198,67           | 265,88 |
| Pr                    | 3,40     | 3,47  | 3,24  | 36,95              | 35,84         | 35,50  | 24,57  | 33,64  | 22,95            | 29,43  |
| Nd                    | 14,21    | 14,17 | 14,02 | 152,30             | 144,32        | 142,94 | 94,82  | 125    | 84,37            | 96,89  |
| Sm                    | 3,57     | 3,76  | 3,66  | 29,73              | 27,00         | 27,28  | 17,01  | 23,08  | 14,76            | 15,08  |
| Eu                    | 0,84     | 0,94  | 1,13  | 8,65               | 7,60          | 8,08   | 5,04   | 6,25   | 4,42             | 4,10   |
| Gd                    | 4,17     | 3,94  | 3,96  | 22,55              | 20,55         | 19,99  | 12,88  | 17,36  | 10,66            | 9,31   |
| Tb                    | 0,67     | 0,66  | 0,67  | 2,75               | 2,55          | 2,58   | 1,68   | 2,21   | 1,44             | 1,20   |
| Dy                    | 4,45     | 4,49  | 4,17  | 13,68              | 12,91         | 12,87  | 8,68   | 11,98  | 7,30             | 6,46   |
| Ho                    | 0,89     | 0,91  | 0,89  | 2,18               | 2,14          | 2,14   | 1,46   | 1,98   | 1,24             | 1,08   |
| Er                    | 2,57     | 2,53  | 2,57  | 5,04               | 4,97          | 4,87   | 3,46   | 4,70   | 2,97             | 2,86   |
| Tm                    | 0,41     | 0,43  | 0,40  | 0,66               | 0,66          | 0,70   | 0,48   | 0,70   | 0,41             | 0,41   |
| Yb                    | 2,34     | 2,36  | 2,41  | 3,44               | 3,54          | 3,60   | 2,54   | 3,72   | 2,33             | 2,36   |
| Lu                    | 0,35     | 0,37  | 0,37  | 0,45               | 0,47          | 0,46   | 0,34   | 0,51   | 0,30             | 0,33   |
| Zr                    | 114      | 110   | 119   | 875                | 1018          | 974    | 787    | 1226   | 610              | 618    |
| Nb                    | 7,96     | 8,21  | 7,45  | 122,22             | 131,60        | 128,70 | 80,63  | 126,2  | 61,25            | 94,19  |
| Ta                    | 0,42     | 0,41  | 0,38  | 7,55               | 8,23          | 8,06   | 5,67   | 8,29   | 5,56             | 7,58   |
| Hf                    | 3,16     | 3,19  | 3,32  | 23,70              | 26,11         | 25,81  | 19,83  | 31,06  | 18,41            | 19,73  |
| Y                     | 21,30    | 20,90 | 20,93 | 48,36              | 47,32         | 46,64  | 35,33  | 45,16  | 26,05            | 24,66  |
| Ni                    | 120,1    | 100,3 | 130,0 | 79,10              | 43,57         | 19,14  | 22,40  | 76,02  | 52,10            | 42,44  |
| Co                    | 44,37    | 43,55 | 44,42 | 43,03              | 35,72         | 47,30  | 27,99  | 31,82  | 16,48            | 11,61  |
| Cr                    | 120,1    | 143,6 | 171,9 | 52,7               | 54,2          | 52,2   | 57,2   | 97,5   | 25,0             | 21,1   |
| V                     | 223,4    | 217,0 | 248,6 | 352,9              | 243,4         | 237,5  | 184,0  | 166,0  | 116,3            | 65,4   |
| Sc                    | 44,55    | 28,75 | 45,00 | 29,74              | 18,45         | 17,88  | 20,51  | 24,38  | 14,09            | 15,01  |
| Zn                    | 72,54    | 71,23 | 75,52 | 195,28             | 174,31        | 165,85 | 119,96 | 142,67 | 93,72            | 60,83  |
| REE                   | 77,14    | 76,32 | 76,36 | 671,98             | 666,71        | 656,37 | 481,79 | 632,61 | 450,85           | 583,37 |
| (La/Yb) <sub>n</sub>  | 3,39     | 3,31  | 3,24  | 23,38              | 23,97         | 23,21  | 26,75  | 23,09  | 28,61            | 42,20  |
| (La/Sm) <sub>n</sub>  | 2,08     | 1,94  | 1,99  | 2,52               | 2,94          | 2,85   | 3,72   | 3,47   | 4,22             | 6,17   |
| (Gd/Yb) <sub>n</sub>  | 1,44     | 1,35  | 1,33  | 5,29               | 4,68          | 4,49   | 4,10   | 3,77   | 3,69             | 3,18   |
| Eu/Eu                 | 0,67     | 0,74  | 0,90  | 0,98               | 0,95          | 1,01   | 1,00   | 0,92   | 1,03             | 0,98   |
| Nb/Nb                 | 0,56     | 0,56  | 0,54  | 1,15               | 1,15          | 1,15   | 0,72   | 0,83   | 0,51             | 0,43   |
| (Nb/La) <sub>pm</sub> | 0,65     | 0,68  | 0,62  | 0,99               | 1,01          | 1,00   | 0,77   | 0,96   | 0,60             | 0,61   |
| (Nb/Th) <sub>pm</sub> | 0,42     | 0,40  | 0,41  | 1,17               | 1,16          | 1,16   | 0,58   | 0,64   | 0,38             | 0,26   |

Примечание. Оксиды — в массовых долях %, элементы — в г/г; значения нормализованы по составу: *n* — хондрита [4], *pm* — примитивной мантии [6];  $Mg = Mg^2 / 100(Mg^2 + Fe^2 \text{ общ.})$ ,  $Eu/Eu = Eu_n / 0,5(Sm + Gd)_n$ ,  $Nb/Nb = 0,3618 Nb / Th La$ .

Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, %

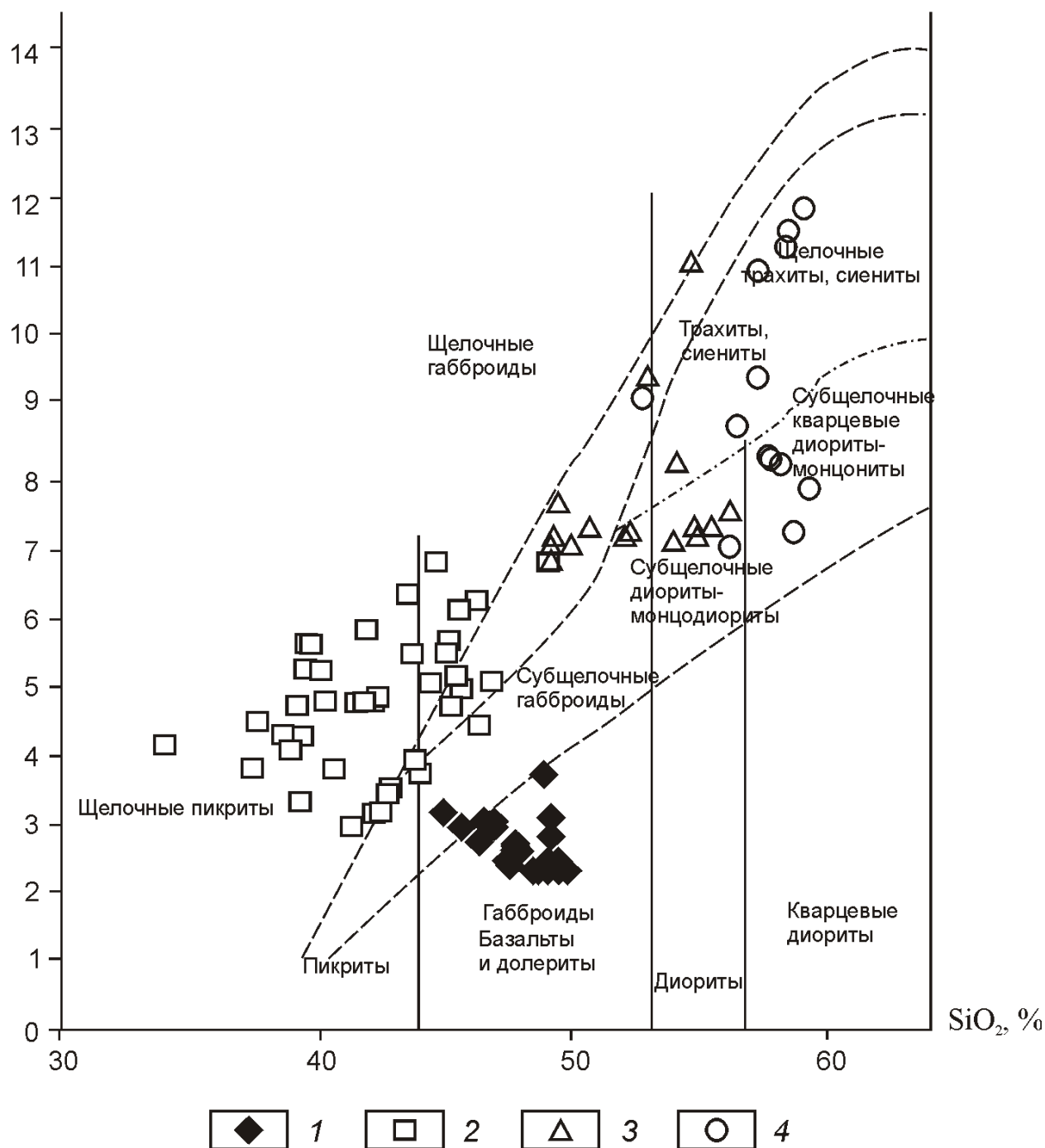
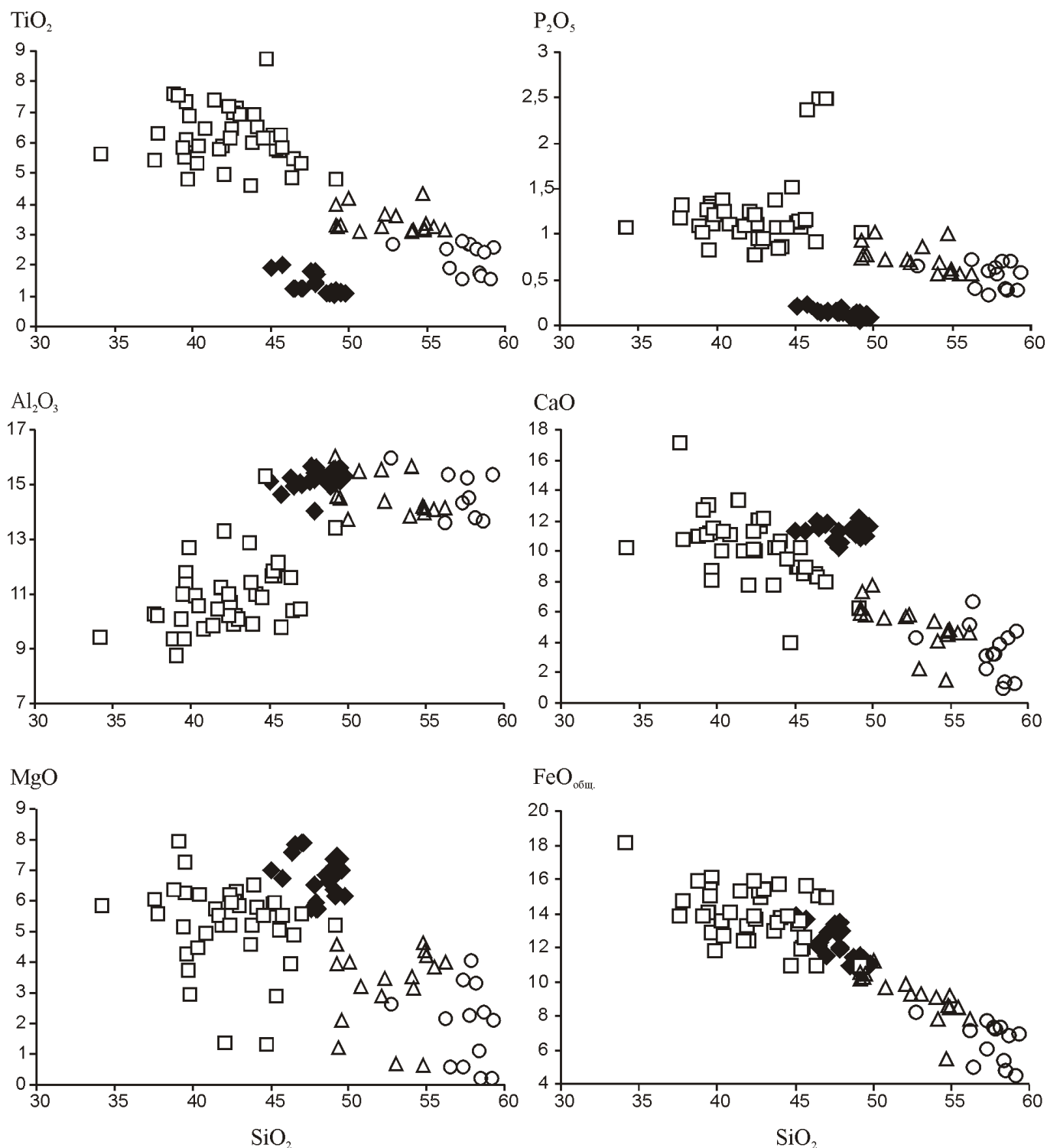


Рис. 2. Диаграмма SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O K<sub>2</sub>O) [2] для пород Анабаро-Уджинского междуречья:

1 — долериты; 2 — трахидолериты; 3 — трахиандезиты; 4 — монзонит-порфиры

ных даек короткопризматические кристаллы апатита достигают размера порфировых выделений. Часть кристаллов титаномагнетита и ильменита так же имеет порфировый облик, в отдельных случаях их доля увеличивается до 10—12% и окиснорудные минералы вместе с клинопироксеном образуют гломеровые скопления. В подчиненном количестве в порфировом строении участвует лабрадор (An<sub>56—53</sub>). Основная масса трахидолеритов сложена андезином, клино-

пироксеном, калиевым полевым шпатом, окиснорудными минералами, роговой обманкой и многочисленными чешуйками биотита. Трахидолериты относятся к классу пород недосыщенных SiO<sub>2</sub> (Q 7,8... 10,9), повышенной щелочности (сумма щелочей 3—7%). Содержание K<sub>2</sub>O в трахидолеритовых порфирах (среднее значение 2,21%) более чем в 3 раза выше, чем в долеритах, при этом рост содержания Na<sub>2</sub>O менее существенный (среднее значение



**Рис. 3. Соотношение породообразующих оксидов в породах Анабаро-Уджинского междуречья:**

см. услов. обозн. к рис. 2

2,56%). Весьма показательно необычно высокое содержание в трахидолеритах  $\text{TiO}_2$  (в среднем 6,18%), повышенное общего железа (в среднем 14,04%  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ ). Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  колеблется в пределах 0,86—2,48%, при среднем значении 1,21%. Значительно отличаются содержания микроэлементов в трахидолеритах от их значений в долеритах (см. таб-

лицу и рис. 4). Характерно обогащение трахидолеритов элементами группы титана (Zr, Nb, Y, Yb, Hf, Ta), геохимическая связь которых с окиснорудными минералами общеизвестна. В несколько раз возрастает содержание крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Sr, Pb), что хорошо согласуется с увеличением концентрации калия. В трахидолеритах установ-



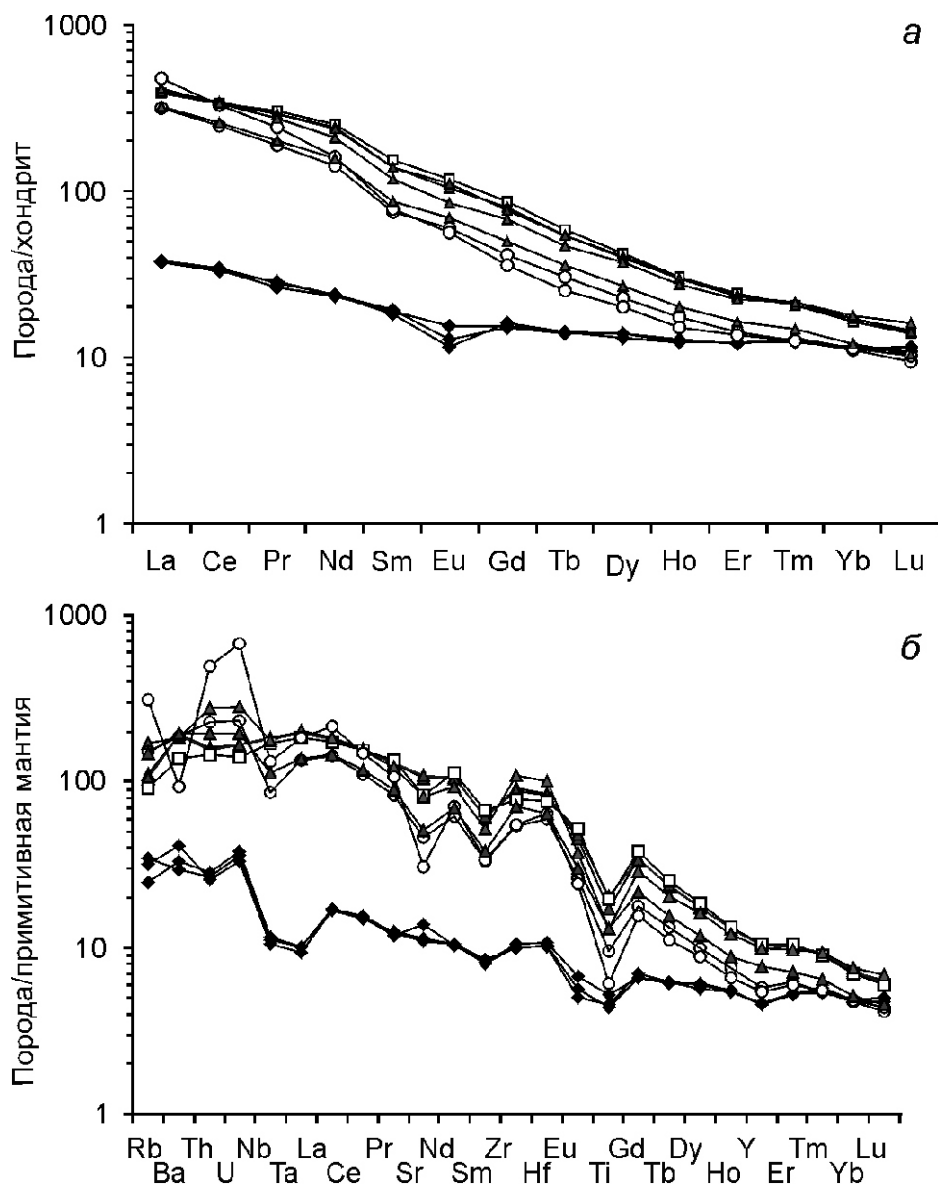


Рис. 4. Распределение нормированных по хондриту [5] редкоземельных (а) и примитивной мантии [7] редких (б) элементов:

см. услов. обозн. к рис. 2

лено максимальное среди всех разностей пород Анабаро-Уджинского междуречья общее содержание REE (сумма 670 г/т) и высокая степень их дифференцированности  $(La/Yb)_n$  23,38,  $(La/Sm)_n$  2,52,  $(Gd/Yb)_n$  5,29. Доля сидерофильных элементов Ni, Co, Cr, Sc в трахидолеритах ниже, чем в долеритах. Исключение составляют V и Zn, высокие содержания которых связаны с накоплением их в клинопироксене и окиснорудных минералах.

Особенность проявлений монцонит-порфиров и трахиандезитов в пределах Анабаро-Уджинского междуречья в их локальном распространении, в отличие от долеритов и трахидолеритов. При этом тела трахиандезитов встречаются только в непосредственной близости с интрузиями монцонит-порфиров. Наиболее крупным объектом, сложенным трахи-

андезитами является массив Эбе-Хая (обн.Э-Х). Массив имеет вытянутую форму размером 2 1 км. Мощност дайкообразных интрузий не превышает 15—25 м и протяженность первые километры. Трахиандезиты относятся к группе порфировых пород, вкрапленники представлены клинопироксеном ( $Fs_{18-14}$ ), роговой обманкой, плагиоклазом ( $An_{54-51}$ ) и реже — биотитом. Основная масса имеет тонко- и мелкозернистое строение, микролитовую или аллотриоморфнозернистую структуру и состоит из удлиненных лейст плагиоклаза, ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата, кварца, изометричных зерен клинопироксена и роговой обманки. В трахиандезитах встречаются округлые миндалины кальцитового состава. Вторичные хлорит-слюдистые агрегаты развиваются преимущественно по основной массе. Коли-

чественное соотношение минералов изменяется от объекта к объекту и даже внутри одного тела и соответственно изменяется состав пород от трахидолеритового до монцонитового (см. рис. 2). Трахиандезиты на классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2$ — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [2] занимают поле с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 49 до 54 и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  от 7 до 11%. Это щелочные породы с высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 16 и  $\text{TiO}_2$  до 4%. По содержанию REE, Zr, Hf, Ta, Nb, Y трахиандезиты уступают трахидолеритам, а по концентрации LILE, Th и U превосходят, занимая промежуточное положение между трахидолеритами и монцонит-порфирами.

В монцонит-порфирах вкрапленники представлены бурой роговой обманкой, плагиоклазом ( $\text{An}_{52-46}$ ), клинопироксеном ( $\text{Fs}_{18-14}$ ) и биотитом. Структура основной массы пилотакситовая, флюидально-микролитовая или микроаплитовая. Сложена она калиевым полевым шпатом, олигоклаз-андезином, кварцем, биотитом, окиснорудным минералом, кальцитом, апатитом, встречается циркон. Миндалины выполнены кальцитом. Монцонит-порфиры наиболее богатые кремнеземом и щелочами породы. Рост щелочности происходит в основном за счет высокого содержания калия, которое достигает в отдельных случаях значений 6%  $\text{K}_2\text{O}$ , хотя существенно увеличивается и доля  $\text{Na}_2\text{O}$  (иногда его значения превышают 5%). С ростом лейкократовости пород возрастает роль алюминия. Среди всех пород Анабаро-Уджинского междуречья в монцонит-порфирах фиксируется минимальное количество Mg, Fe, Ca, Ti. Содержания легкоподвижных крупноионных литофилов (Rb, Ba, Sr, Th, U, Pb) в монцонит-порфирах как и в других щелочных породах достаточно высоки. Для них характерна значительная степень дифференцированности редкоземельных элементов ( $\text{La/Yb}_n$ ) 28,61—42,20. Количество элементов группы титана: Zr, Hf, Ta, Nb, в монцонит-порфирах существенно выше, чем в долеритах, но ниже их значений в трахидолеритах. На мультиэлементных спектрах монцонит-порфиров отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии ниобия ( $\text{Nb/Nb}$  0,45). В отличие от долеритов, характеризующихся кучным расположением точек анализов на всех диаграммах, точки анализов щелочных пород более рассеяны, что, по-видимому, определяется как количественным соотношением минералов, так обогащением этих пород флюидной фазой: высокими содержаниями в них летучих компонентов  $\text{CO}_2$ , F,  $\text{H}_2\text{O}$ .

Интрузивы долеритов, становление которых закончилось в раннетриасовое время, являются типично платформенными образованиями [4]. Следующий этап магмообразования привел к появлению тел трахидолеритов, трахиандезитов и монцонит-порфиров. В качестве индикаторных оценок глубины формирования расплава воспользуемся  $(\text{Tb/Yb})_n$ , которое выше значения 1,8 в магмах образованных из ман-

тийного источника, контролируемого гранатом и ниже 1,8 в менее глубинных расплавах, равновесных со шпинелью [9]. Установленное в долеритах  $(\text{Tb/Yb})_n$ , в среднем 1,2, в трахидолеритах 3,65, в трахиандезитах 3,07 и в монцонит-порфирах 2,57, дает основание предполагать, что толеитовая магма, формирующая тела долеритов, поступала из мантийного источника, соответствующего устойчивости шпинели, а щелочно-базальтовая — из более глубинного источника, равновесного с гранатом. Данный вывод подтверждается также величинами отношений в долеритах  $\text{Gd/Yb}$  1,7,  $\text{Sm/Yb}_n$  1,68,  $\text{Lu/Hf}$  0,11,  $\text{Ti/Y}$  290, характерными для области контролируемой шпинелью. Эти параметры резко отличаются в щелочных породах: в трахидолеритах  $\text{Gd/Yb}$  6,56,  $\text{Sm/Yb}_n$  9,38,  $\text{Lu/Hf}$  0,018,  $\text{Ti/Y}$  530, трахиандезитах  $\text{Gd/Yb}$  5,30 и  $\text{Sm/Yb}_n$  7,80,  $\text{Lu/Hf}$  0,015,  $\text{Ti/Y}$  470, монцонит-порфирах  $\text{Gd/Yb}$  4,25,  $\text{Sm/Yb}_n$  7,05,  $\text{Lu/Hf}$  0,017,  $\text{Ti/Y}$  487, что указывает на присутствие граната в источнике [6, 8].

По геологическим данным щелочные разности пород прорывают пермо-триасовые силлы и дайки долеритов, что свидетельствует об их более молодом возрасте. Это подтверждается и полученными Rb-Sr методом датировками, согласно которым возраст долеритов 254 ± 2 млн.лет, а трахидолеритов 237 ± 16 млн.лет. Модельный возраст мантийного протолита долеритов, рассчитанный по Rb-Sr изотопным систематикам А.И.Зайцевым (ИГАБМ СО РАН), также более древний (1384—1421 млн.лет), а щелочных пород (1061—1137 млн.лет) более молодой. Присутствие обломков щелочных пород в конгломератах карния  $\text{T}_3$  [1] позволяет предполагать, что формирование даек Эбехаинского пояса произошло на рубеже нижнего и среднего триаса. Неоднократно наблюдаемые контакты без зон закалки между трахидолеритами, трахиандезитами и монцонит-порфирами свидетельствуют о близости времени их формирования, поэтому установить последовательность их внедрения на уровне современных методов определения возрастов не представляется возможным.

Совмещенные в пределах Анабаро-Уджинского междуречья производные траппового и щелочно-базальтового магматизма отличаются практически по всем параметрам химических и геохимических данных. Вместе с тем, в ряду трахидолериты—трахиандезиты—монцониты имеется много общего в минеральном, химическом и геохимическом составах. На классификационной диаграмме и на диаграммах отношений порообразующих оксидов отчетливо просматривается непрерывный тренд изменения составов от субщелочных трахидолеритов к щелочно-кремнекислым трахиандезитам и монцонит-порфирам: с ростом содержания  $\text{SiO}_2$  происходит уменьшение содержания Ca, Fe, Ti и накопление щелочей и алюминия (см. рисунки 2 и 3). Спектры распределения несовместимых элементов в щелочных разностях

пород субпараллельны (см. рис. 4), что также можно рассматривать как результат эволюции единого магматического расплава, возможно, на двух глубинных уровнях — в глубинном и малоглубинном промежуточном очаге.

Авторы выражают благодарность А.И.Зайцеву (ИГАБМ СО РАН) за помощь в получении и обсуждении возрастных характеристик исследуемых магматитов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191—1201.
2. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А.Богатикова, Н.П.Михайлова, В.И.Гоньшаковой. —М.: Недра, 1981.
3. Копылова А.Г., Томишин М.Д. Геохимия траппов восточной части Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 80—88.
4. Томишин М.Д., Округин А.В., Саввинов В.Т., Шахотько Л.И. Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1475—1483.
5. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / P.Henderson (ed.), Amsterdam: Elsevier. 1984. Pp. 1219—1236.
6. Lightfoot P.C., Howkesworth C.J. et al. Remobilization of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. Vol. 114. Pp. 171—188.
7. McDonough W., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. № 3—4. Pp. 223—253.
8. Sharma M. Siberian Traps // Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. Eds. J.J. Mahoney, M.F. Coffin. American Geophysical Union Monograph. 1997. Pp. 273—295.
9. Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. № B1. 10.1029/2001JB000209.

## 80-летие Владимира Борисовича Мазура

Заслуженному геологу Российской Федерации, доктору геолого-минералогических наук, академику Российской академии естественных наук (РАЕН), Международной геоэкологической академии (МГЭА), крупному ученому, талантливому организатору поисковых и геологоразведочных работ на нефть и газ Владимиру Борисовичу Мазуру исполнилось 80 лет.

Трудовую жизнь В.Б.Мазур начал в 16-летнем возрасте маршрутным рабочим геологоразведочной партии Геолого-съемочной экспедиции Иркутского геологического управления. Еще работая в «Востсибнефтегазгеологии», «ВостСибНИИГИС», являясь управляющим трестом «Ярославнефтегаз» и генеральным директором ПГО «Волгокамскгеология», он принимал активное участие в планировании, осуществлял руководство в проведении поисковых и разведочных работ на нефть и газ в Иркутской, Архангельской, Калининградской, Ульяновской областях и республике Коми, где были открыты и разведаны многие месторождения углеводородов.

В должности заместителя Министра геологии РСФСР и заместителя Министра природных ресурсов Российской Федерации продолжал руководить работами на нефть и газ, добиваясь увеличения объемов глубокого бурения, что обеспечило значительный прирост их запасов в Тюменской, Иркутской и Астраханской областях.

В.Б.Мазур внес значительный вклад в разработку транспортных технологий поставки нефти и газа европейским потребителям. Особое значение приобрела работа Владимира Борисовича, выполненная в 1999 г. и посвященная перспективам экспорта нефти в Азиатско-Тихоокеанский регион. В настоящее время сделанные разработки воплощаются в жизнь.

Для всех кто работал рядом, Владимир Борисович был признанным лидером и авторитетом, отзывчивым и доброжелательным товарищем и коллегой. Выйдя на пенсию, он возглавил Общероссийскую общественную организацию «Ветеран-геологоразведчик», обращая в работе большое внимание на решение задач по улучшению быта и здоровья геоло-



гов-пенсионеров, организацию встреч ветеранов с молодежью и передачу ей ценного практического опыта.

Вклад В.Б.Мазура в создание и развитие топливно-энергетического комплекса России отмечен многими государственными наградами. Он автор книг, посвященных популяризации профессии геолога и отражающих значение минерально-сырьевого комплекса в экономике нашей страны.

Коллеги, товарищи и многочисленные друзья сердечно поздравляют Владимира Борисовича со славным юбилеем, желают крепкого здоровья, неиссякаемой творческой энергии, семейного благополучия и всех земных благ.

*Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*



## 75-летие Евгения Михайловича Аксенова

Евгению Михайловичу Аксенову — директору ФГУП «ЦНИИГеолнеруд», доктору геолого-минералогических наук, заслуженному геологу Российской Федерации, академику Академии горных наук, члену-корреспонденту Международной академии минеральных ресурсов 7 августа 2012 г. исполнилось 75 лет.

Е.М.Аксенов работает в институте с 1962 г., пройдя путь от лаборанта до директора. Евгений Михайлович — признанный ученый в области геологии неметаллических полезных ископаемых, внесший большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы страны. Под его руководством успешно осуществляется научно-методическое и аналитико-технологическое обеспечение и сопровождение геологоразведочных работ в различных геолого-экономических районах, в т.ч. Северо-Кавказском, Сибири и на Дальнем Востоке. В республиках Дагестан, Карачаево-Черкесской, Кабардино-Балкарской организуются и проводятся работы по переоценке ресурсного потенциала твердых нерудных полезных ископаемых, формированию сырьевой базы минерально-строительного и сорбционного сырья. В Республике Саха (Якутия) и Иркутской области подготовлен ресурсный потенциал цементного сырья, в Томской области поставлены на государственный учет запасы стекольных песков. На территории Республики Татарстан опойскаваны и разведаны новые виды твердых нерудных полезных ископаемых — цеолитсодержащие породы, стекольные и формовочные пески, мраморный оникс, минеральные пигменты.

За последние пять лет под руководством Е.М.Аксенова успешно выполнены работы по оценке новых месторождений нерудного сырья, оперативной геолого-экономической оценке объектов прогнозно-поисковых и поисково-оценочных работ на неметаллы, созданию методических основ для проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям. Получен значительный прирост запасов и прогнозных ресурсов неметаллических полезных ископаемых для обеспечения базовых отраслей национальной экономики Российской Федерации. Часть из них была поставлена на государственный баланс запасов полезных ископаемых и передана по результатам аукционов и конкурсов недропользователям в целях дальнейшего изучения и освоения.

Под руководством Е.М.Аксенова институт стал обладателем аттестата аккредитации Федерального агентства по техническому регулированию и метрологии. По его инициативе осуществляется техническое перевооружение предприятия, улучшаются условия труда, внедряются новые методы исследования нерудного сырья, обращается внимание на подготовку высококвалифицированных специалистов — докторов и кандидатов наук, научный рост молодых сотрудников.



Е.М.Аксенов имеет большой научный авторитет как в России, так и за рубежом. Евгений Михайлович автор более 200 научных трудов, из которых более 120 опубликованы, в т.ч. 20 монографий.

Е.М.Аксенов является членом Секции минерального сырья и лицензирования твердых полезных ископаемых научно-технического совета Роснедра, действительным членом Академии горных наук, научных советов по проблемам геологии докембрия и рудообразованию РАН, Межведомственного стратиграфического комитета России, специализированного ученого совета Казанского (Приволжского) федерального университета.

Евгений Михайлович участвовал в разработке Долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья на 2005—2010 годы и до 2020 года (раздел «Неметаллические полезные ископаемые»).

В составе группы ученых Е.М.Аксенову присуждена Государственная премия Республики Татарстан в области науки и техники за монографию «Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника». В 2012 г. он награжден Памятной медалью «Академик И.С.Грамберг».

Сердечно поздравляем Евгения Михайловича с юбилеем, желаем здоровья, творческого долголетия, высоких научно-производственных результатов, оптимизма, благополучия.

*Ученый совет ЦНИИГеолнеруд  
Коллегия Роснедра  
Президиум Росгео  
Ученый совет ЦНИГРИ  
Редколлегия журнала*