

# ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 6 / 2016

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

## УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии  
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский  
геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А.И.Иванов

А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,  
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),  
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),  
А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин (зам. главного  
редактора), В.И.Старостин

Бюро

Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев,  
А.И.Варламов, Ю.К.Голубев,  
А.И.Жамойда, А.К.Корсаков,  
В.С.Круподеров, Н.В.Межеловский,  
И.Ф.Мигачев, Е.Г.Фаррахов

Редсовет

## Содержание

### МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

*Граханов С.А.*  
Формирование алмазонасной россыпи р. Большая Куонамка (север Сибирской платформы)..... 3

*Костин А.В.*  
Минеральные типы Fe-оксидных-Cu-Au руд проявлений Джалкан, Росомаха и Хурат (Сетте-Дабан, Восточная Якутия)..... 11

*Глушкова Е.Г., Никифорова З.С.*  
Россыпная золотоносность и типы коренных источников юго-востока Сибирской платформы.... 16

### ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

*Шкодзинский В.С.*  
Происхождение раннедокембрийских кристаллических комплексов и природа правила Клиффорда..... 22

*Угайева С.С., Биллер А.Я., Олейников О.Б., Горяинов С.В., Попов В.И.*  
Рамановская спектроскопия в изучении включений в алмазах и гранатах из россыпей и туффов северо-востока Сибирской платформы..... 29

*Трунилина В.А., Роев С.П.*  
Петрология даек Джахтардахского вулканогенного поля и их взаимосвязь с оруденением..... 35

*Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В.*  
Rb-Sr систематика магматических пород западной части Ойчан-Нерской металлогенической зоны (Восточная Якутия)..... 43

*Томишин М.Д., Копылова А.Г., Салихов Р.Ф.*  
Нижне-Томбинский трапповый комплекс как многофазная интрузия (северо-восток Тунгусской синеклизы)..... 52

*Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.*  
О наложенной рудной минерализации на россыпное проявление р. Каменистый (северо-восток Сибирской платформы)..... 62

### СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

*Баранов В.В.*  
Эмские брахиоподы (нижний девон) Северо-Востока России и их биогеографическое значение 68

*Кутыгин Р.В., Килясов А.Н., Будников И.В.*  
О древнейшей флоре верхнего палеозоя Верхоянья и возрасте былькатской свиты..... 73

*Боевсков Г.Г., Белолюбский И.Н., Сергеенко А.И.*  
Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны в бассейне Средней Лены..... 81

*Третьяков Ф.Ф.*  
О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ)..... 85

*Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Мельникова В.И., Середкина А.И.*  
Анализ современных тектонических режимов Лаптевоморского блока (Арктический сектор территории Якутии)..... 91

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2016 г. .... 99

Редакция: Т.М.Папеско, А.З.Добросердов  
Компьютерная верстка А.В.Кондратьев

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 06.12.2016

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1  
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru  
Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ

## Формирование алмазоносной россыпи р. Большая Куонамка (север Сибирской платформы)

С.А.ГРАХАНОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Приведено геолого-геоморфологическое строение алмазоносной россыпи р. Большая Куонамка. Показано, что россыпь сформирована в четвертичное время за счет размыва древних промежуточных коллекторов в условиях многократной перестройки гидросети. Основные запасы алмазов месторождения сконцентрированы в русловой россыпи, объединяющей аллювий русла и кос. Закарстованный плотик сыграл благоприятную роль при формировании крупной алмазоносной россыпи со средним содержанием и высокой стоимостью сырья. Среди алмазов преобладают крупные окатанные кристаллы уральского типа.

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

Граханов Сергей Александрович



s.grakhanov@rambler.ru

## Formation of the diamond placer on the Bolshaya Kuonamka River (northern Siberian Platform)

S.A.GRAKHANOV

Geological and geomorphological features of the diamond placer on the Bolshaya Kuonamka River are presented. It is shown that the placer was formed in Quaternary time due to erosion of ancient intermediate reservoirs under conditions of repeated rearrangement of the drainage system. The bulk of the diamond reserves is concentrated in the river-bar placer combining the alluvium of the river-bed and spits. The karsted bedrock was favorable for the formation of a large diamond placer with the average content and high cost of raw material. Dominant are large rounded crystals of Uralian type.

*Key words:* diamond, placer, Siberian platform.

В нижнем течении р. Большая Куонамка, крупного левого притока р. Анабар (северо-восточная часть Сибирской платформы), открыта алмазоносная россыпь протяженностью около 100 км. В пределах россыпи по особенностям геологического строения и алмазности выделяются три участка: два промышленных – уч. Верхний (от устья р. Баргыдамалаах до устья р. Талахта), уч. Нижний (от устья р. Талахта до устья р. Старая) и участок Приустьевой (до слияния с рек Большая и Малая Куонамки) с алмазностью, не имеющий промышленного значения. Верхний и Нижний участки расположены в поле развития карстующихся доломитов рифея и венда, что является благоприятным фактором для формирования промышленной россыпи. На участке Приустьевой меняется характер плотика и с выходом на терригенно-карбонатные породы кембрия промышленная алмазность сразу исчезает (рис. 1).

**История открытия россыпи.** Приоритет установления алмазности четвертичных отложений бассейна р. Большая Куонамка принадлежит геологам Научно-исследовательского института геологии Арктики

(в настоящее время ВНИИОкеангеология), которые зафиксировали повышенные концентрации алмазов (до 1,52 кар./м<sup>3</sup>) в современной аллювии и открыли первые кимберлитовые трубки (Е.И.Подкопаев и др., 1959). В шестидесятые годы прошлого века в этом районе большой объем поисковых работ был проделан геологами Амакинской экспедиции (Е.Д.Черный, А.И.Крючков и др., 1963, 1964, 1966, 1968). В результате было выявлено более сотни кимберлитовых тел и в 12 трубках найдены алмазы. В современной аллювии алмазы зафиксированы на всем протяжении нижнего и среднего течения р. Большая Куонамка и в большинстве ее притоков, однако по завершении работ был сделан вывод о низкой промышленной значимости россыпи. Поисковые работы в данном районе были прекращены и около двадцати последующих лет изучение россыпи не проводилось.

В 1990 г. геологами малого геологического предприятия «Арктика» (С.А.Граханов и др., 1994) в русле р. Большая Куонамка открыта крупная косовая россыпь (в настоящее время получившая название Удачная) с потенциально-промышленными концентрациями

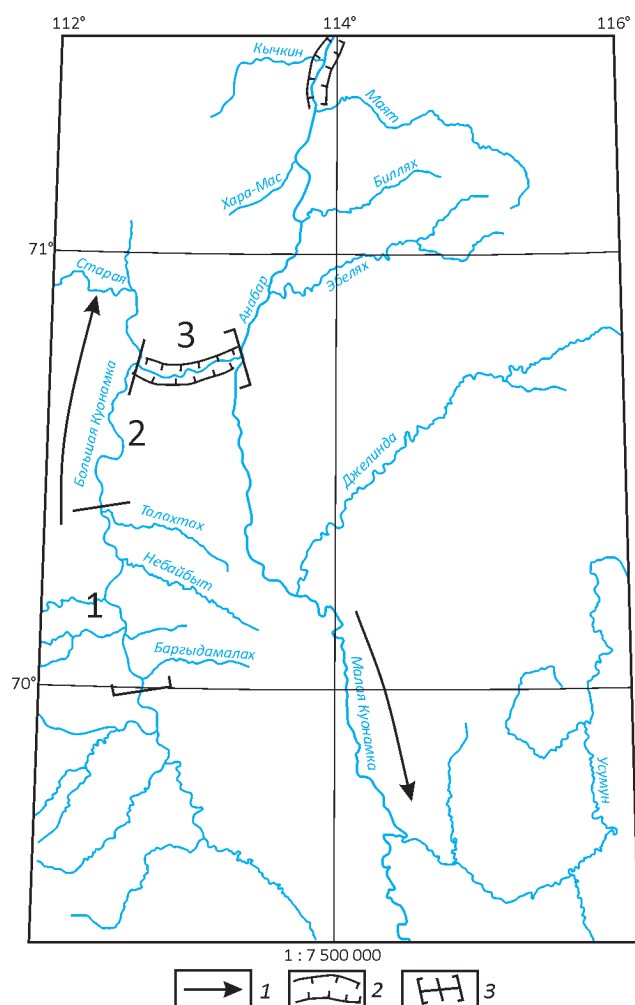


Рис. 1. Схема расположения россыпи р. Большая Куонамка:

1 — направление течения рек Большая Куонамка и Анабар в начале верхнего неоплейстоцена; 2 — долины прорыва; 3 — расположение россыпи р. Большая Куонамка и ее участков: Верхний (1), Нижний (2), Приустьевой (3)

алмазов, стоимость которых по международному преискуранту значительно превысила аналогичные показатели известных россыпных месторождений алмазов северо-востока Сибирской платформы. Это побудило Амакинскую геологоразведочную экспедицию возобновить поисковые работы, но проведенное валовое опробование россыпи косы Удачная не подтвердило ранее установленную алмазоносность, и был сделан вывод о низкой промышленной значимости россыпи р. Большая Куонамка (А.В.Толстов и др., 1997).

В 2001 г. автор [2] обосновал промышленную значимость россыпи р. Большая Куонамка. Впервые была произведена оценка прогнозных ресурсов с использованием районных кондиций, опираясь на фактическую

цену алмазов и используя все данные ранее проведенных геологоразведочных работ. По количеству балансовых ресурсов россыпь была выдвинута в ряд крупных аллювиальных месторождений северо-востока Сибирской платформы и были даны рекомендации о постановке геологоразведочных работ.

Поисково-оценочные и разведочные работы проводились ОАО «Нижне-Ленское» в 2008–2014 гг., была оконтурена крупная россыпь с высокосортными алмазами и средним уровнем алмазоносности (С.А.Граханов, А.М.Сулейманов и др., 2011; А.М.Сулейманов, С.А.Граханов, В.М.Подчасов, 2014), эксплуатируемая в настоящее время АО «Алмазы Анабара».

**Геолого-геоморфологическое строение россыпи.** Бассейн р. Большая Куонамка расположен на Анабаро-Оленёкском плато Среднесибирского плоскогорья. Территория представляет собой расчлененную холмистую равнину с абсолютными отметками от 20 до 250 м, относительными превышениями водоразделов 100–120 м и с поперечными профилями долины V и U-образной формы. Склоны долины р. Большая Куонамка слабо террасированы, на приустьевом отрезке россыпи высокие террасы практически отсутствуют и прослеживаются крутые склоны со скальными выходами кембрийских пород. В целом весь изученный отрезок р. Большая Куонамка характеризуется молодым этапом развития долины: продольный профиль равновесия реки еще не выработан, река течет по неровному рельефу, региональный уклон русла на всем протяжении крутой, скорость течения велика. На этой стадии развития реки происходят процессы глубинной (донной) эрозии, которые приводят к интенсивному углублению русла. Это фиксируется на всем протяжении россыпи, в стрежневой части русла повсеместно выходят коренные породы, лишенные аллювиального покрова. Ширина днища долины (русло–косы–низкая пойма) варьирует от 100 м до 600 м.

Россыпь р. Большая Куонамка расположена в северо-восточной части Сибирской платформы на восточном склоне Анабарского кристаллического массива (см. рис. 1). В геологическом строении россыпи участвуют терригенно-карбонатные породы рифея, венда и кембрия, которые в этом районе прорываются интрузивами основного состава протерозойского и мезозойского возрастов, триасовыми и юрскими кимберлитовыми трубками. Локально встречаются карстовые воронки, заполненные предположительно меловыми образованиями, корами выветривания или четвертичными образованиями. В долине р. Большая Куонамка широко развиты четвертичные отложения трех надпойменных террас, верхнечетвертичные отложения погребенных долин, современные осадки русла, низкой и высокой пойм. В основании крутых склонов наблюдаются коллювиальные отложения, а ниже устьев ряда притоков – конусы выноса делювиально-аллювиальных образований.



Карбонатные породы рифея и венда сыграли важную роль в формировании россыпной алмазоносности бассейна р. Большая Куонамка. В разрезе юмстахской и старореченской свит значительный объем занимают хорошо карстующиеся доломиты, тонкозернистые с массивной текстурой и тонкозернистой структурой с размерами зерен  $\ll 0,03$  мм. Химически чистый состав доломитов (доломит 99% и кальцит  $\ll 1\%$ ) и широко проявленные дизъюнктивные дислокации на фоне стабильного поднятия восточного склона Анабарского массива в мезозое и кайнозое обусловили развитие карстовых процессов. Закарстованность территории – один из важных факторов в концентрации россыпных полезных ископаемых. Аналогю можно провести с Анабарским алмазоносным районом, где широко развиты хорошо карстующиеся доломиты анабарской свиты кембрия и сконцентрированы основные промышленные месторождения россыпных алмазов

северо-востока Сибирской платформы: Эбелях, Биллях, Маят, Гусиный, Холмолоох и др. [2, 10]. Россыпи пространственно тяготеют к карстовым воронкам и эрозионно-карстовым депрессиям, которые заполнены высокоалмазоносными древними галечниками, а плотик данных россыпей неровный, с небольшими западинами, благоприятными для концентрации алмазов.

Карстовые формы наблюдаются на склонах долины р. Большая Куонамка с абсолютными отметками 76–110 м. Установленные максимальные мощности предположительно меловых отложений в карстовых воронках 12–33 м. В карстовой воронке, вскрытой скв. 46 на буровой линии 563/576, под четвертичными отложениями описаны пески и глины с горизонтальной слоистостью мощностью 29,5 м (рис. 2). Аналогичные карстовые образования были обнаружены в пределах развития доломитов анабарской свиты в бассейнах рек Эбелях и Биллях.

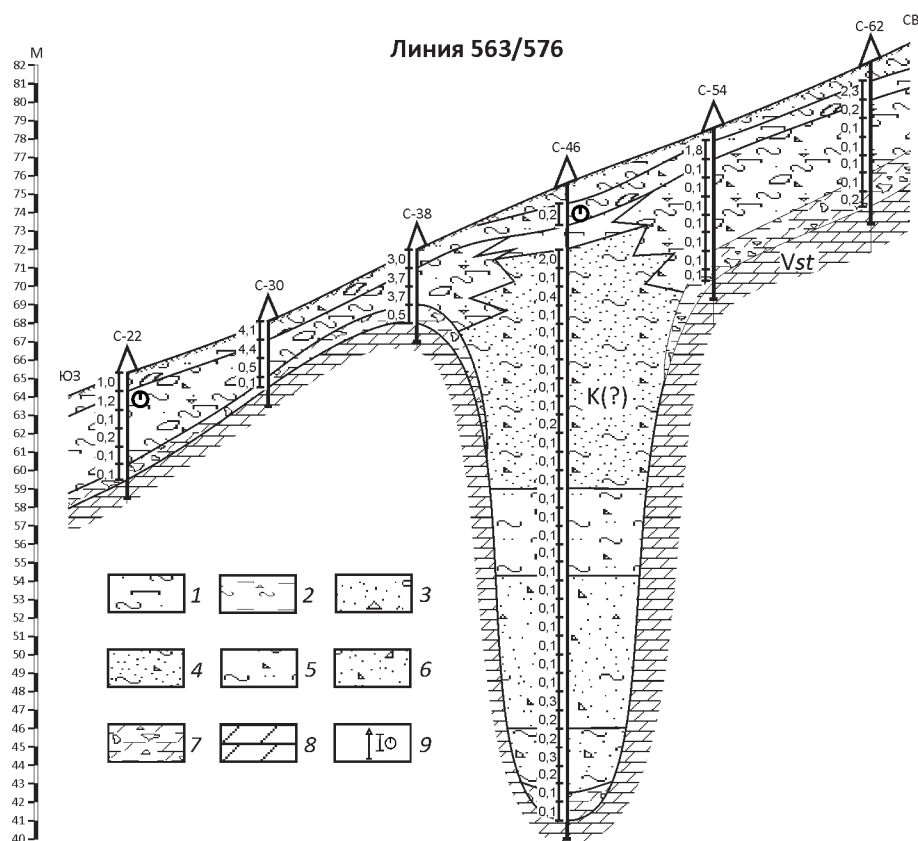


Рис. 2. Карстовая воронка, выполненная предположительно меловыми образованиями:

1 – льдистые песчано-глинистые отложения; 2 – льдистые песчано-глинистые отложения с дресвой и щебнем; 3 – пески с щебнем; 4 – пески глинистые с щебнем; 5 – глины песчаные; 6 – пески полимиктовые с прослоями глин и включениями щебня; 7 – кора выветривания по доломитам; 8 – доломиты старореченской свиты, Vst; 9 – скважины, номер, выход тяжелой фракции в шлиховых пробах (0,2), грамм/л и наличие минералов-спутников алмаза

После детального изучения спорово-пыльцевых комплексов в этих отложениях удалось выделить устойчивые раннемеловые спектры (В.М.Куницкий и др., 1981) и датировать песчано-глинистые образования мелом. Кроме того, в днище долины и на ее склонах фиксируются мелкие карстовые формы, заполненные четвертичными отложениями средней продуктивности.

В долине р. Большая Куонамка развиты три надпойменные террасы, два уровня пойм и отложения русла, включающие аллювий русла, кос и островов. Вторая и третья надпойменные террасы развиты фрагментарно на Нижнем и Верхнем участках россыпи. Первая надпойменная терраса и высокая пойма, которые сливаются в один эрозионно-аккумулятивный уровень, прослеживаются на всем протяжении россыпи. Среднее превышение над урезом воды (в м): у низкой поймы – 3–6, соответственно высокой поймы – 9–14, первой террасы – 13–20, второй – 20–26 и третьей – 40–56.

Ширина развития русловых отложений изменяется в широком диапазоне. В относительно небольших пределах (130–260 м) колеблется ширина днища долины от устья р. Старая до устья р. Большая Куонамка, увеличиваясь до 610 м на участке Нижний, между устьями рек Талахта и Старая (см. рис. 1). Здесь фиксируются крупные острова, сложенные мощными пачками аллювия. Наиболее значимыми аллювиальными отложениями выделяются надпойменные террасы (до 8,2 м), но по продуктивности они значительно уступают русловому аллювию, мощность которого значительно меньше.

Русловой и косовой аллювий имеет максимальные значения на участке Нижний, который характеризуется широкой долиной, изобилующей косами и островами. На этом отрезке мощность руслового аллювия достигает 3,1–3,4, а косового – 6,2 м. В стречневой части русла

прослеживаются протяженные участки без аллювиального покрова. Эта закономерность характерна для всех плевсовых участков, где глубина реки более 2–3 метров (рис. 3).

Аллювий р. Большая Куонамка проходит субстративную фазу аккумуляции при переходе от стадии врез горной реки до стадии равновесия. Наиболее грубый валунно-галечный состав аллювия характерен для русловых и косовых отложений. Содержание валунов и гальки уменьшается на более древних эрозионно-аккумулятивных уровнях при заметном увеличении песчано-глинистых фракций. На крупных косах отмечается четкая дифференциация грубокластического материала от их головки к хвосту. В головных частях кос преобладают валуны и крупная галька, а в хвостовых доминируют галька и гравий при высоком содержании песчано-глинистых частиц. В продольном разрезе россыпи отмечается тенденция уменьшения песчано-глинистых частиц от верхней части россыпи к нижней и, наоборот, увеличения в этом направлении количества гальки.

Петрографический состав грубообломочного материала руслового и террасового аллювия очень разнообразный. Это и неудивительно, так как основным его поставщиком является Анабарский массив, где на уровень современного среза выходят разнообразнейшие гнейсы, граниты, кристаллические сланцы, кварциты, диабазы и др. Из осадочного чехла в аллювий попадают доломиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, а в устьевой части – известняки и мергели.

В аллювии р. Бол. Куонамка выход минералов тяжелой фракции в классе – 1 мм очень высокий (в среднем до 53,2 кг/м<sup>3</sup>). В их составе преобладают алмаздин (до 75%) и ильменит (20%), на долю остальных минералов (магнетит, лимонит, рутил и др.) приходится не

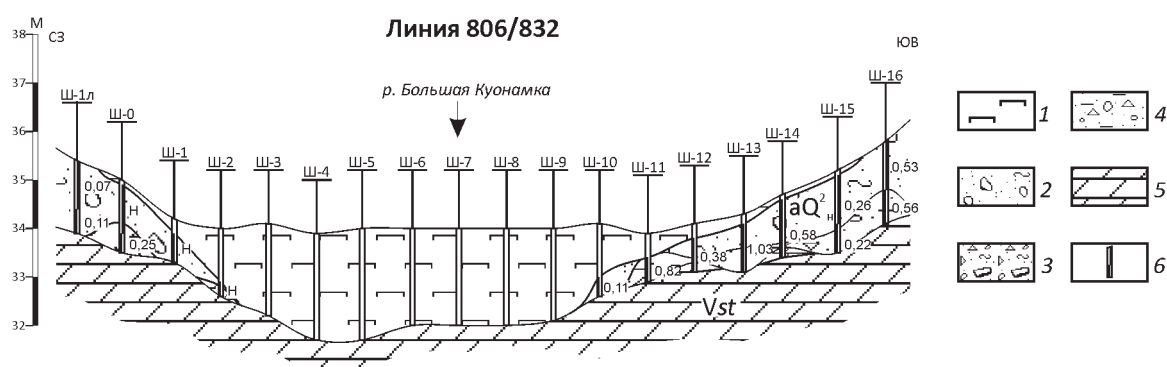


Рис. 3. Геологический разрез русловых отложений р. Большая Куонамка:

1 – лед; 2 – гравийно-галечные отложения; 3 – дресвяно-щебнисто-галечные отложения с валунами; 4 – дресвяно-щебнисто-глинистые отложения с галькой и гравием; 5 – доломиты старореченской свиты, Vst; 6 – шурфы, их номера, интервал опробования, содержание алмазов, кар./м<sup>3</sup>

более 5%. В классе +1 мм преобладает лимонит, реже встречаются альмандин и пикроильменит. В аллювии надпойменных террас выход тяжелой фракции значительно ниже (1–3 кг/м<sup>3</sup>). В его составе доминируют альмандин, ильменит, магнетит и пироксен.

**Алмазоносность россыпи.** По данным разведочных работ наиболее высокая алмазоносность отмечается в русловых отложениях, а в пойменном и террасовом аллювии она существенно ниже. Основные запасы алмазов (около 95%) сконцентрированы в русловой россыпи, объединяющей аллювий русла, кос и, в меньшей мере, низкой поймы. Русловая россыпь р. Большая Куонамка имеет четко выраженное струйчатое распределение алмазов, которые приурочены к подфациям руслового аллювия, хорошо картируемое в межennyй период (С.А.Граханов и др., 2011). Особенности россыпи определяются наличием в ее пределах макроструй шириной от 48 до 167 м и протяженностью от 1,7 до 12,5 км с максимальными параметрами алмазоносности в районе устьев рек Куота, Саргылах, Сото, Небайбыт, Левый Баргыдамалаах и Ары-Мастах. Более низкой продуктивностью характеризуются отрезки русловой россыпи,

приуроченные к устьям рек Арбайбыт, Мачала, Хаптысыннах, Талахтах и Алы-Мукун. Убогой алмазоносностью выделяется приустьевая часть россыпи. Наблюдается обратная корреляционная связь алмазоносности с мощностью аллювия. Максимальными содержаниями алмазов характеризуется промышленный пласт мощностью до 0,5 м, а при увеличении мощности аллювия до одного метра и более среднее содержание снижается. По распределению алмазов в разрезе руслового аллювия четкой закономерности не наблюдается, а в распределении кристаллов в отложениях террасового комплекса характерна четкая приуроченность алмазов к приплотиковым слоям аллювия.

Среди россыпей северо-востока Сибирской платформы алмазы россыпи р. Большая Куонамка выделяются наиболее высоким средним весом – 60,8 мг [10]. В продольном разрезе россыпи установлен четкий тренд повышения среднего веса алмазов от участка Приустьевой (27,6 мг), до участка Верхний (78,2 мг). По эрозионно-аккумулятивным уровням и типам отложений сохраняется та же закономерность повышения среднего веса кристаллов к верховью россыпи.



Рис. 4. Алмазы россыпи р. Большая Куонамка:

коллекция ОАО «Нижне-Ленское»; фото автора

## Типоморфные особенности алмазов из кимберлитов, четвертичных россыпей бассейна р. Большая Куонамка и сопредельных промышленных россыпей

| Наименование<br>объектов         | Разновидности алмазов [8], % |                    |                  |       |                          |      |     |     |                   |      |
|----------------------------------|------------------------------|--------------------|------------------|-------|--------------------------|------|-----|-----|-------------------|------|
|                                  | I                            |                    |                  |       |                          | II   | III | IV  | V+VII             | VIII |
|                                  | Ламинарные                   | Округлые           |                  |       | Сумма I<br>разновидности |      |     |     | Эбеляхский<br>тип |      |
|                                  |                              | Уральского<br>типа | Жильного<br>типа | Сумма |                          |      |     |     |                   |      |
| Кимберлитовые поля, трубки       |                              |                    |                  |       |                          |      |     |     |                   |      |
| Дюкенское поле, T <sub>2-3</sub> | 52,4                         | 7,8                | 3,9              | 11,7  | 89,3                     | 0,0  | 1,0 | 4,8 | 0,0               | 4,8  |
| Четвертичные россыпи             |                              |                    |                  |       |                          |      |     |     |                   |      |
| р. Бол. Куонамка                 | 13,8                         | 35,8               | 23,2             | 59,0  | 78,4                     | 11,1 | 0,4 | 1,3 | 8,8               | –    |
| р. Талахтах                      | 26,3                         | 25,6               | 18,9             | 44,5  | 78,4                     | 9,4  | 0,0 | 2,5 | 9,0               | 0,7  |
| р. Эбелях, Q <sub>Н</sub>        | 14,1                         | 16,2               | 20,3             | 36,5  | 62,9                     | 3,6  | 0,2 | 0,5 | 30,9              | 0,2  |
| руч. Холомолоох                  | 8,3                          | 13,4               | 16,3             | 29,7  | 42,9                     | 1,9  | 0,0 | 0,5 | 54,5              | 0,2  |

*Примечание.* Описание выполнено в Амакинской экспедиции и НИГП АК «АЛРОСА»; аналитики: В.И.Коптиль, Б.С.Помазанский.

Изменений среднего веса алмазов разных гранулометрических классов в вертикальном разрезе пласта в нижнем и верхнем горизонтах аллювия не зафиксировано. По сравнению с алмазами других россыпей Анабарского района, алмазы россыпи р. Большая Куонамка выделяются высоким качеством (рис. 4). Среди них доминируют индивиды первой разновидности [8], содержание которых в продольном профиле месторождения 77–91%. В небольшом количестве присутствуют кристаллы II, IV и V–VII разновидностей [6]. Среди алмазов I разновидности установлены ламинарные октаэдри, переходные формы и ромбододекаэдри, кубо-ромбододекаэдри, октаэдриды, кубы и янусы, округлые кристаллы уральского и жильного типов (см. таблицу).

**Формирование россыпи.** В нижнем течении р. Большая Куонамка открыто более 100 кимберлитовых тел, в том числе около 10 убогалмазоносных трубок и даек Старореченского и Ары-Мастахского полей триасового и юрского возрастов [5]. В настоящее время есть несколько точек зрения на формирование россыпи р. Большая Куонамка. Наиболее распространено мнение, что россыпь была сформирована за счет размыва многочисленных слабоалмазоносных тел указанных полей (Е.И.Подкопаев и др., 1960; Е.Д.Черный и др., 1965; А.И.Крючков и др., 1968; С.А.Прокопьев и др., 2001). По расчетам С.А.Прокопьева (2001), из глубоко эродированных (не менее 1000 м) многочисленных убогалмазоносных кимберлитовых тел Куонамкской кимберлитоконтролирующей зоны было освобождено не менее 100 млн. кар. алмазов, из которых в бассейнах

рек Большая Куонамка и Малая Куонамка сохранилось около 10 млн. кар. Остальные алмазы были вынесены за их пределы и сформировали россыпи Эбеляхской алмазоносной площади. Не вдаваясь в дискуссионность расчетов глубины мезозойского эрозионного среза и подсчета высвободившихся алмазов, следует заметить, что алмазы из кимберлитовых тел и россыпей различаются. Во всех кимберлитовых телах Куонамкской минерагенической зоны преобладают ламинарные кристаллы, доля округлых алмазов невелика, а камни II, V, VII разновидностей (эбеляхский тип) отсутствуют [6, 8, 10] (см. таблицу). Алмазы всех типов россыпи р. Большая Куонамка сортированы, выделяются высоким средним весом и сильно изношены, что противоречит их поступлению из коренного источника.

Ряд ученых [7] считают возраст куонамских алмазов докембрийским. Основанием для этого послужили фиксация на ряде кристаллов пятен пигментации, характерных для алмазов докембрийского возраста, и находки пиропов в лабазстахской (мукунской) свите. В.П.Афанасьев [1] докембрийским возрастом датирует только алмазы V–VII разновидности, коренные источники которых тяготеют к выходам древних кристаллических пород. Фактически это не совсем так. Например, в аллювии р. Большая Куонамка доля алмазов эбеляхского типа как раз невелика – 8,8% (см. таблицу) по сравнению с россыпями, которые расположены в полях развития палеозойских пород и удалены от древних массивов на сотни километров: Ыраас-Юрях – 57, Холомолоох – 54, Чомурдах – 30, Укукит – 30 и



Моторчуна – 25% [10]. В дальнейшем, по включению рутила в алмазе V–VII разновидности из промышленных россыпей бассейна р. Эбелях, сам автор [9] установил палеозойский возраст кристалла.

По представлению автора, россыпь р. Большая Куонамка формировалась за счет размыва неогеновых и четвертичных промежуточных коллекторов, которые, в свою очередь, формировались за счет размыва мезозойских и протерозойских коллекторов и, в небольшой мере, за счет мезозойских слабоалмазоносных кимберлитов Куонамкской минерагенической зоны. Россыпь выделяется высокой долей крупных окатанных алмазов уральского типа. Вероятно, на региональном фоне северных алмазов сказалось частичное поступление кристаллов уральского типа из древних промежуточных коллекторов протерозойского и вендского возрастов. В пользу этого свидетельствуют следующие факты: россыпные проявления алмазов в аллювии р. Большая Куонамка пространственно совпадают с площадями выходов на уровень современного среза гравелитов рифейской юсмастахской и вендской старореченской свит; признаки древности на части кристаллов [7]; повышенная крупность и хорошая сортированность; сильный износ части камней уральского типа.

Различие типоморфных особенностей алмазов и их сортированность – следствие сложной геологической истории формирования россыпи в результате многократной перестройки гидросети. В начале верхнего неоплейстоцена р. Большая Куонамка текла с юга на север по древней долине, которую в настоящее время используют реки Старая, Ыарга и Ырас-Салаа, и впадала в р. Попига́й (см. рис. 1). Северное направление реки подтверждается гипсометрическими отметками понижения плотика р. Старая на север; наличием в долинах рек Старая и Ыарга погребенных аллювиальных отложений, предположительно синхронных с отложениями III надпойменной террасы р. Большая Куонамка; отсутствием высоких террас в долине р. Большая Куонамка ниже устья р. Старая. Река Малая Куонамка в это время текла с севера на юг и далее через долины рек Усумун и Биректе впадала в р. Оленёк (см. рис. 1). Верхнее течение р. Малая Куонамка в то время включало отрезок р. Анабар ориентировочно до устья р. Кычкин. В подтверждение этому можно привести неестественную для современного течения р. Анабар конфигурацию впадения крупных притоков: рек Эбелях, Биллях, Маят, Хара-Мас (см. рис. 1), долины которых направлены против течения основной реки. Кроме того, в долине р. Анабар, на отрезке между впадением рек Кычкин и Федор, отсутствуют высокие террасы, а сама долина узкая, V-образной формы.

С середины верхнего неоплейстоцена происходит существенная перестройка речной сети. В это время, в связи с поднятием территории междуречья рек Попига́й и Большая Куонамка, начинается формирование современной долины р. Старая и широтного отрезка

долины р. Большая Куонамка, которая повернула на восток и соединилась с долиной р. Анабар (см. рис. 1). В конце каргинского века произошло новое поднятие района, приведшее к образованию уступа второй террасы и к перестройке речной сети. Река Анабар изменила направление своего течения на противоположное, потекла на север по долине прорыва (см. рис. 1) между реками Кычкин и Федор, соединилась с р. Уджа.

Время глобальной перестройки гидросети было связано с размывом и переработкой множества кайнозойских коллекторов, а на данном отрезке долины р. Большая Куонамка сложились крайне благоприятные условия для концентрации алмазов: промежуточные коллекторы – закарстованный плотик и активная неотектоника. Чем же обусловлены такие кардинальные перестройки речной сети с изменением ее генерального направления в течение относительно короткого геологического времени? До настоящего времени в геологической литературе уделено мало внимания четвертичным оледенениям Анабарского и Оленёкского массивов, Таймырскому и Верхоянскому центрам и их влиянию на развитие гидросети, а ведь в эти периоды формировались алмазоносные надпойменные террасы и погребенные верхнечетвертичные долины, являющиеся в данное время объектами алмазодобычи. Есть оригинальная точка зрения на эволюцию подледниковых стоков [11]: под ледовой нагрузкой подстилающие породы прогибались, изменялся базис эрозии, что способствовало кардинальной перемене направления водотоков. Этому благоприятствовало и интенсивное таяние долинных и, возможно, покровных ледников, в результате которого большие массы воды в значительной степени изменили конфигурацию гидросети. Логично выглядит также разработанная М.Г.Гросвальдом теория глобальных гляциальных гидрокатастроф, происходивших в ледниковые эпохи при прорывах на земную поверхность гигантских объемов подпружных ледниковых и подледных озерных вод [3]. Вероятно, тогда по ослабленным зонам стали образовываться долины прорыва и речные перехваты. Таким образом, в позднечетвертичное время долина р. Большая Куонамка претерпела кардинальную перестройку. Небольшие притоки протяженностью 10–20 км, где в устьевых частях фиксируются долины прорыва, в средней и верхней частях имеют широкие, хорошо выработанные долины со значительными мощностями аллювиальных отложений, которые значительно превышают таковые основной реки.

Дискуссионным является генезис алмазоносных погребенных долин. Эти погребенные долины фиксируются в днищах современных рек Талахтах, Левый Баргыдамалах, Небайбыт и в бассейнах основных притоков р. Анабар. Возможно, их формирование могло быть связано с гляциальными гидрокатастрофами [3]. Продуктивная толща погребенных долин явно носит пролювиальный «мусорный» характер.

Это, как правило, льдистые (40–60%) несортированные илисто-песчаные образования, включающие неокатанный или слабоокатанный материал местных коренных пород. По внешнему облику этих необычных отложений трудно предположить, что они могут содержать высокие концентрации алмазов. По представлению автора, формирование продуктивных отложений погребенных долин, возможно, протекало по следующему сценарию. На первой стадии воды зоны подтопления арктического бассейна хлынули в Прианабарье мощным селевым потоком. При этом происходил смыв алмазоносного материала с водоразделов, а это, в первую очередь, неогеновые отложения эбеляхской свиты, переотложенные коры выветривания, высокие надпойменные террасы, в уже сформированные долины крупных и мелких рек и ручьев. На второй стадии шло общее подтопление арктическими водами всего Прианабарья (бореальный бассейн подтопления [4]) и формирование маятской свиты. Отложения маятской свиты (льдистые илы мощностью 3–10 м) перекрыли продуктивные отложения, захоронив палеодолины. В последующем, после арктической регрессии и оживления эрозионной деятельности крупных водотоков, происходил активный врез и перемыв палеодолин.

Относительно недавно были сформированы долины прорыва на устьевых отрезках притоков р. Большая Куонамка: Баргыдамалах, Левый Баргыдамалах, Ары-Мастах, Чизрэс, Арбайбыт и др. Устьевые отрезки этих водотоков каньонообразные, со скальными выходами в устье и развитыми конусами выноса валунно-глыбового материала ниже долин прорыва.

В настоящее время главным фактором формирования речной долины р. Большая Куонамка является активная глубинная эрозия. Эта закономерность сохраняется и для устьевых отрезков боковых притоков реки, где были сформированы долины прорыва. Таким образом, формирование россыпи р. Большая Куонамка было сложным и протекало в несколько этапов. Источниками алмазов были разновозрастные промежуточные коллекторы, кристаллы из которых и поставляли боковые притоки. Отличие алмазов Верхнего и Нижнего участков россыпи р. Большая Куонамка обусловлено различием кристаллов из россыпей рек Левый Баргыдамалах и Небайбыт, поставлявших высокосортные и крупные камни на Верхний участок россыпи, и, соответственно, рек Талахта, Мачала и Старая – более мелкие и менее качественные – на Нижний.

В заключение следует отметить, что россыпь р. Большая Куонамка сформирована в четвертичное

время за счет размыва древних промежуточных коллекторов в условиях многократной перестройки гидросети. Впервые в бассейне р. Большая Куонамка установлены карстовые формы, заполненные разновозрастными отложениями. Закарстованный плотик сыграл благоприятную роль при формировании крупной алмазоносной россыпи со средним содержанием и высокой стоимостью сырья.

*Автор статьи благодарит О.В.Королеву и Л.А.Липчанскую за помощь в интерпретации материалов и подготовке рисунков.*

*Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2014-0004.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестник Воронежского университета. Геология. Вып. 1. 2002. С. 19–36.
2. Граханов С.А. Алмазоносность россыпей северо-востока Сибирской платформы и перспективы поисков их коренных источников // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Воронеж: Изд-во геол. ф-та ВГУ, 2001.
3. Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. – М.: Научный мир, 1999.
4. Жуков В.В., Горина И.Ф., Пинчук Л.Я. Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленёкского междуречья. – Л.: Недра, 1968.
5. Зайцев А.И., Селов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. – Якутск, 2010.
6. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: «Недра-Бизнесцентр», 2003.
7. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В. Докембрийские алмазоносные провинции мира. – М.: Недра, 1976.
8. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984.
9. Палеозойский U-Pb возраст включения рутила в алмазе V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы / В.П.Афанасьев, А.М.Агашев, Ю.Оришаши, Н.П.Похиленко // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 1–5.
10. Россыпи алмазов России // С.А.Граханов, В.И.Шаталов, В.А.Штыров и др. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007.
11. Dredge L.A., Ward B.C., Kerr D.E. Morphology and kelyphite preservation on glacially transported pyrope grains: in Searching for Diamonds in Canada // Geological Survey of Canada. Open File 3228. 1996. Pp. 197–203.



## Минеральные типы Fe-оксидных-Cu-Au руд проявлений Джалкан, Росомаха и Хурат (Сетте-Дабан, Восточная Якутия)

А.В.КОСТИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Fe-оксидные-Cu-Au руды являются комплексными и экономически привлекательными, при этом не имеют определенной связи с конкретными рудными формациями или типом продуктивного магматизма. Это послужило поводом для ревизии минерального состава и качества руд проявлений меди в базальтах хр. Сетте-Дабан. Были установлены новые минеральные парагенезисы, содержащие, кроме минералов меди, значительное количество оксидов железа, самородные золото и серебро. В пределах одного покрова базальтов выделяются участки, обогащенные как Fe-оксидной-Cu-Au, так и чисто медной минерализацией. Fe-оксидные руды связаны с лавами известково-щелочной серии, для толеитовой серии больше характерны сульфидные руды.

**Ключевые слова:** Fe-оксидный-Cu-Au, базальты, месторождения меди, золото, серебро, Восточная Якутия.

Костин Алексей Валентинович



kostin@diamond.ysn.ru

## Mineral types of Fe-oxide-Cu-Au ores manifestations Jalkan, Rosomakha and Hurat (Sette-Daban, Eastern Yakutia)

A.V.KOSTIN

Fe-oxide-Cu-Au ores are complex and economically attractive, they do not have rigid connection with certain ore formations or type of ore-productive magmatism. This was the reason for the audit of the mineral composition and quality of ores manifestations of copper in the basalts of the Sette-Daban ridge. The new mineral assemblages containing copper minerals with significant amount of iron oxides and native gold and silver were discovered. Within one cover, some parts of basalts are enriched in Fe-oxide-Cu-Au, other ones are purely copper mineralized. Fe-oxide ores are associated with calc-alkaline basalts, the tholeiitic basalts contain more sulfide ores.

**Key words:** Fe-oxide-Cu-Au, basalt, copper deposits, gold, silver, Eastern Yakutia.

В последнее время на ежегодной международной выставке Tucson Gem & Jewelry Show (США, Туксон) появилось большое количество образцов самородного серебра на меди (п-ов Кивино, оз. Верхнее, штат Мичиган, США). Медная провинция Кивино относится к рифтовой системе Мидконтинент и включает месторождения самородной меди мирового класса, которые отработываются с 1845 г. Самородки меди приурочены к миндалекаменным базальтам позднего протерозоя и красноватым конгломератам, а медные руды всегда содержат серебро в качестве полезного компонента [6, 8, 10].

Аналогичные проявления меди широко распространены в Менкюленской минерагенической зоне в девонских базальтах северного замыкания хр. Сетте-Дабан. Они характеризуются исключительно медной минерализацией, связанной с меденосными базальтами, силлами, дайками диабазов, а также с карбонатно-терригенными формациями девона, позднего девона-раннего карбона (менкюленская свита), где

проявлена преимущественно вкрапленная, прожилково-вкрапленная халькозин-борнитовая, реже с халькопиритом минерализация. Ранее предполагалось, что основные перспективы зоны связаны только с медью курпанджинского типа, а остальные проявления меди имеют подчиненное значение [1].

Находки в покровах базальтов проявления Хурат нового для Менкюленской минерагенической зоны – Fe-оксидного-Cu-Au типа руд [2] позволили пересмотреть перспективы этих проявлений. Кроме того, все проявления меди расположены вблизи федеральных автодорог «Колыма» и «Яна», поэтому выявление в медных рудах дополнительной благороднометаллической минерализации может существенно улучшить их экономическую привлекательность. Перспективные проявления Джалкан, Росомаха и Хурат находятся в северной части Сетте-Дабанского горст-антиклинария (рис. 1) и связаны с вулканогенно-осадочными породами среднего-верхнего девона [4], залегающими с несогласием на

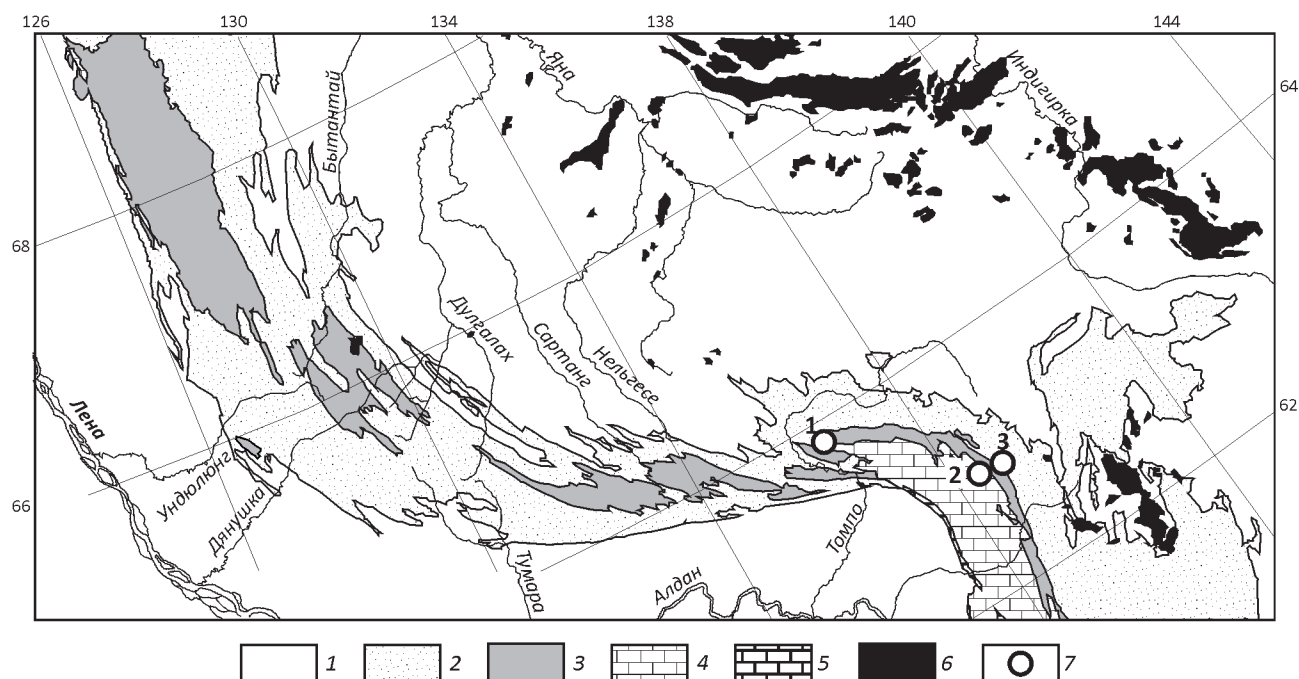


Рис. 1. Геологическая позиция проявлений Fe-оксидного-Au-Cu (IOCG) типа в базальтах:

1 – триас-юра; 2 – пермь; 3 – карбон; 4 – кембрий-девон; 5 – протерозой; 6 – интрузивы; 7 – проявления меди в покровах базальтов (1 – Джалканское, 2 – Росомахинское, 3 – Хуратское)

различных горизонтах силура, и, по В.А. Ян-Жин-Шину [5], включают до четырех вулканогенных пачек, в которых выделяется до семи покровов базальтов.

Пробы рудопродуктивных базальтов на диаграмме AFM образуют обширное поле (рис. 2), захватывающее известково-щелочную и толеитовую серии, что отразилось на характере и минеральных типах рудной минерализации. С базальтами известково-щелочной серии проявлений Хурат и Джалкан связана обнаруженная во время полевых работ 2013–2015 гг. Fe-оксидная-Cu-Au (IOCG<sup>1</sup>) минерализация. Ее главными признаками, позволяющими относить к проявлениям IOCG-типа, являются: Fe-Cu-Au-(Ag) ассоциация элементов [2], генетическая связь с магматизмом и гидротермальная природа руды, содержание Fe около или более 20%, низкое количество сульфидов. *Толеитовые* базальты несут самородно-медную (Джалкан) и сульфидно-медную (Росомаха) минерализацию, отдаленную пространственно от Fe-оксидной. В лавах толеитовой серии широко развиты минерализованные газовые пузыри – миндалины, к которым приурочена значительная часть медной минерализации, а их размеры и количество определяют меднорудный потенциал базальтов.

<sup>1</sup> IOCG – принятое в литературе сокращение от Iron Oxide Copper Gold deposits.

Минеральный состав руд проявлений Джалкан, Росомаха и Хурат отличается простотой. В то же время для района в целом установлена закономерность, выраженная в увеличении степени сульфидности руд с запада на восток – самородная медь (Джалкан) → борнит (Росомаха) → халькопирит (Хурат). Самородное серебро – постоянный спутник всех типов медных руд. Самородное золото установлено только в Fe-оксидных-Cu рудах проявления Джалкан и борнитовых – Росомаха. Химические составы рудных минералов проявлений Джалкан, Росомаха и Хурат представлены в таблице.

**Fe-оксидный-Cu-Au** минеральный тип руд представлен брекчией с гематитовым цементом (рис. 3, А) и вкрапленной сульфидной минерализацией (Fe 15,11–43,29 и Cu 0,023–0,083%, Au 0,1–17,5 г/т) и установлен в подошве покрова миндалекаменных базальтов (проявление Хурат) на контакте с доломитами бурхалинской и сегеняхской свит ( $D_2br$ – $D_3sg$ ) [2]. Средняя мощность гематитовых брекчий – 1,5 м, протяженность не менее 3 км. Миндалины в базальтах клиновидной формы, что свидетельствует об относительной подвижности лавового потока. Выполнение миндалины эпидотовое, эпидот-кальцитовое и хлоритовое. Из рудных минералов в миндалинах преобладают халькопирит и пирит.

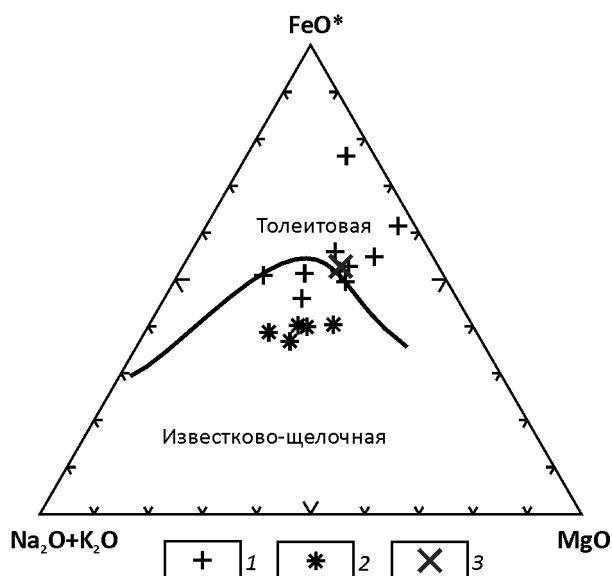


Рис. 2. Диаграмма AFM [9] для минерализованных базальтов хребта Сетте-Дабан:

проявления: 1 – Джалкан, 2 – Хурат, 3 – Росомаха

Главный рудный минерал – гематит; второстепенные – гётит, халькопирит, ковеллин, пирит; редкие – серебро самородное, галенит, барит. Сульфиды присутствуют в гематитовых брекчиях, базальтах и заполненных хлоритом миндалинах. Самородное серебро встречается только в гематите. Золото в минеральной форме не установлено.

**Fe-оксидный самородно-медный тип руд** (Fe 9,95–20,16 и Cu 0,011–3,98%, Ag <10 г/т) обнаружен в разных участках многостадийных покровов миндалекаменных базальтов (проявление Джалкан). Миндалекаменные и гидротермально измененные прикровельные части базальтовых покровов несут богатую медную минерализацию (см. рис. 3, Б), сопровождаемую гематитизацией, эпидотизацией, карбонатизацией и хлоритизацией с относительно равномерной вкрапленностью самородной меди. *Миндалины* в базальтах мелкие и, в основном, округлой формы. Это свидетельствует об отсутствии движения лавы при ее высокой подвижности, что возможно при заполнении лавой понижений в рельефе. Общая протяженность покрова порядка 15 км, мощность около 200 м и включает до 9 потоков мощностью от 10–40 м. Прикровельная часть каждого из них сложена миндалекаменными породами, благоприятными для локализации меднорудной минерализации. Такое строение покрова дает основание предполагать наличие нескольких рудоносных горизонтов. Видимый вертикальный размах оруденения в бассейне руч. Джалкан более 500 м. Самородная медь образует как мелкую вкрапленность, так и крупные вкрапленности и прожилки.

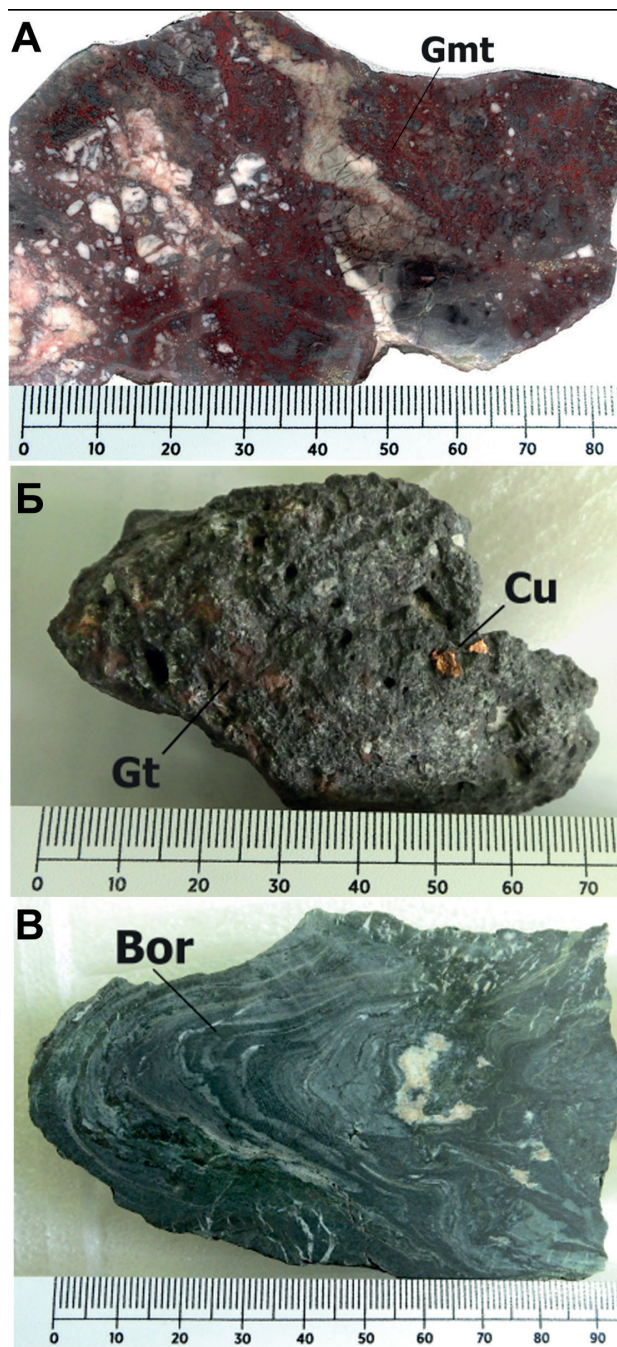


Рис. 3. Главные минеральные типы Fe-оксидных-Cu-Au руд проявлений Хурат (А), Джалкан (Б), Росомаха (В):

А – обр. 10010-6 (63,13°с.ш., 138,20°в.д.), Fe-оксидная-Cu-Au руда: брекчированный доломит в подошве покрова базальтов с Au-Cu-содержащим гематитовым цементом; Б – обр. 10195-2 (63,60°с.ш., 136,48°в.д.), Fe-оксидная самородно-медная руда: гётитизированный базальт с вкраплениями самородной меди и мелкими выделениями самородного золота; В – обр. 27-6 (63,04°с.ш., 139,95°в.д.), борнитовая руда: фрагмент миндалины в базальтах, чередование темных и светлых полос обусловлено разной степенью насыщенности борнитом; Gmt – гематит, Cu – медь самородная, Gt – гётит, Bor – борнит

## Химический состав рудных минералов (в %)

| Образец                              | Fe    | Cu    | Ag    | Au    | S     | O     | Total  |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Самородные                           |       |       |       |       |       |       |        |
| 10195-2                              |       | 97,54 |       |       |       |       | 97,54  |
|                                      |       | 98,54 |       |       |       |       | 98,54  |
| 10010-6                              |       |       | 99,04 |       |       |       | 99,04  |
|                                      |       |       | 99,63 |       |       |       | 99,63  |
| 27-6                                 |       | 9,18  | 89,17 |       |       |       | 98,35  |
|                                      |       | 9,36  | 88,69 |       |       |       | 98,05  |
| 27-6 (в андезитобазальтах)           |       |       | 10,34 | 85,66 |       |       | 96,00  |
|                                      |       |       | 11,02 | 89,52 |       |       | 100,54 |
| 27-6 (в миндаликах)                  |       | 2,21  | 8,81  | 86,03 |       |       | 97,05  |
|                                      |       | 1,39  | 10,04 | 86,57 |       |       | 98,00  |
|                                      |       | 2,96  | 8,62  | 87,31 |       |       | 98,89  |
|                                      |       | 2,04  | 10,51 | 87,12 |       |       | 99,67  |
| 10195-2                              |       | 3,23  | 8,85  | 86,24 |       |       | 98,32  |
| Халькозин ( $\text{Cu}_2\text{S}$ )  |       |       |       |       |       |       |        |
| 27-6                                 |       | 75,16 |       |       | 23,80 |       | 98,96  |
|                                      |       | 74,56 |       |       | 23,33 |       | 97,89  |
|                                      |       | 77,41 |       |       | 22,60 |       | 100,01 |
| Джерит ( $\text{Cu}_8\text{S}_5$ )   |       |       |       |       |       |       |        |
| 10195-2                              | 2,93  | 72,42 |       |       | 23,87 |       | 99,22  |
|                                      | 1,03  | 72,48 |       |       | 24,95 |       | 98,46  |
|                                      | 1,44  | 72,93 |       |       | 24,49 |       | 98,86  |
| 27-6                                 | 1,86  | 77,97 |       |       | 19,64 |       | 99,47  |
|                                      | 1,86  | 77,99 |       |       | 19,45 |       | 99,30  |
|                                      | 1,81  | 77,06 |       |       | 19,82 |       | 98,69  |
| Ковеллин ( $\text{CuS}$ )            |       |       |       |       |       |       |        |
| 27-6                                 |       | 65,90 |       |       | 32,42 |       | 98,32  |
|                                      |       | 66,93 |       |       | 33,33 |       | 100,26 |
|                                      |       | 67,09 |       |       | 32,25 |       | 99,34  |
| Борнит ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ) |       |       |       |       |       |       |        |
| 27-6                                 | 12,18 | 61,80 |       |       | 26,34 |       | 100,32 |
|                                      | 10,64 | 61,57 |       |       | 27,38 |       | 99,59  |
|                                      | 11,16 | 61,33 |       |       | 27,43 |       | 99,92  |
|                                      | 5,44  | 69,23 |       |       | 25,23 |       | 99,90  |
| Халькопирит ( $\text{CuFeS}_2$ )     |       |       |       |       |       |       |        |
| 10010-6                              | 30,69 | 33,86 |       |       | 35,02 |       | 99,57  |
|                                      | 31,54 | 35,40 |       |       | 32,61 |       | 99,55  |
|                                      | 32,12 | 33,77 |       |       | 33,64 |       | 99,53  |
| Куприт ( $\text{CuO}$ )              |       |       |       |       |       |       |        |
| 10195-2                              |       | 87,20 |       |       |       | 10,40 | 97,60  |
|                                      |       | 89,33 |       |       |       | 9,80  | 99,13  |

*Примечание.* Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН в лаборатории физико-химических методов анализа на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV; аналитик С.К.Попова.

В период работ Аллах-Юньской геологоразведочной экспедицией в аллювии р. Джалкан были обнаружены самородки меди массой до 15 кг, в рудах отмечались примеси серебра и золота (М.Н.Засимов, 1984).

*Главные* рудные минералы – медь самородная, куприт; *второстепенные* – гётит, гематит, джерит, борнит, халькопирит, ковеллин, титанит; *редкие* – золото

самородное, евгенит. Самородная медь – основной рудный минерал. Рассеянная вкрапленность меди встречается в измененных гётитизированных базальтах, в эпидотовых и кварцевых прожилках. Золото обнаружено в обогащенных гематитом и гётитом лавовых потоках. Размеры выделений до 3 мкм, форма округлая. Проба Au 864%, примесь Cu 3,23%.



**Борнитовый минеральный тип руд** (Fe 8,37–11,09 и Cu 8,09–18,24%, Ag 9,29–34,8 г/т)<sup>2</sup> установлен в андезитобазальтах D<sub>3</sub>fm Сегеняхской синклинали, на удалении от зон развития богатой Fe-оксидной минерализации (проявление Росомаха). Данное проявление медистых базальтов приурочено к лавовому покрову мощностью 35–120 м [3], в котором встречаются участки с крупными уплощенными миндалинами и трубами, имеющими внутри концентрически-зональное строение (см. рис. 3, В). Протяженность рудных тел достигает 250 м и более. Миндалины вмещают богатую медную минерализацию, имеют удлиненную уплощенную и трубчатую формы, характерные для захвата лавой растительных остатков при их пироллизе и выгорании. Лавовый поток при этом должен был перемещаться медленно, что обусловило их достаточно крупные размеры – до 1 м и более. Поверхностный слой составляет окремненная яшмовидная лава, далее к центру миндалины происходит чередование слойков, в разной степени обогащенных борнитом.

Главный рудный минерал – борнит; второстепенные – халькозин, джерит, ковеллин и халькопирит встречаются в виде игольчатых выделений в борните (структуры распада твердого раствора); редкие – самородные медь, золото и серебро. Самородная медь встречается вне миндалины в виде тонкой вкрапленности в игольчатых алюмосиликатах или образует каемки вокруг них. Значительное количество самородной меди в ассоциации с кальцитом цементирует тонкие разноориентированные трещинки в андезитобазальтах. Серебро присутствует как в андезитобазальтах, так и в миндалинах, заполненных борнитом. В андезитобазальтах серебро химически чистое, в миндалинах содержит примесь Cu >9%. Размеры выделений серебра до 7 мкм, форма вытянутая. Золото также присутствует в андезитобазальтах и рудных миндалинах, где ассоциирует с ковеллином. В андезитобазальтах золото без примеси меди, проба 856–895%, в миндалинах содержит примесь меди 1,39–2,96%, проба золота 860–873%.

Для всех проявлений характерны незначительные гипергенные преобразования руд. Медные минералы в зоне окисления представлены малахитом и азуритом, которые выполняют разноориентированные трещинки. В местах выхода богатых руд на поверхность малахит и азурит могут покрывать площади до нескольких квадратных метров, что является надежным поисковым признаком богатых медных руд.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Пространственная и генетическая связь мафических пород и ИОСГ-минерализации, широко распространенная в мире [7], обнаружена и в Восточной Якутии в базальтах и андезитобазальтах Сетте-Дабанского палеорифта.

2. Базальты известково-щелочной серии продуктивны на Fe-оксидный-Cu-Au тип минерализации, толеитовой – на Cu и Cu-Ag-(Au). Оба типа руд пространственно сближены, несут высокие содержания меди и могут представлять практический интерес.

3. Впервые в медных рудах проявлений Джалкан и Росомаха обнаружены самородные золото и серебро. Руды проявления Хурат содержат рассеянное золото, не образующее минеральных обособлений.

*Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2014-0008.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия (Южное Верхоянье). – Ростов-на-Дону: Ростиздат, 1999.
2. Костин А.В., Кривошапкин И.И. Типы Fe-оксидных-Cu-Au проявлений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 11–16.
3. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона / Э.И.Кутырев, А.Е.Соболев, А.В. Исправников и др. // Стратиформное оруденение Якутии: Сб. научных трудов. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 74–87.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/интерпериодика», 2001. С. 320–321.
5. Ян-Жин-Шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983.
6. Bornhorst T.J., Robinson G.W. Precambrian aged supergene alteration of native copper deposits in the Keweenaw Peninsula // Michigan: Institute on Lake Superior Geology. Proceedings and Abstracts. 2004. Vol. 50. Pp. 40–41.
7. Butera K. Genesis, tectonic setting and exploration: considerations for Fe-oxide Cu Au deposits, Mount Isa Eastern Succession // Diss. James Cook University. 2008.
8. Butler B.S., Burbank W.S. The copper deposits of Michigan // US Government Printing Office. 1929. №. 144.
9. Irvine T.N., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian journal of earth sciences. 1971. Vol. 8. Pp. 523–548.
10. Nishio K. Native copper and silver in the Nonesuch Formation, Michigan // Economic Geology. 1919. Vol. 14. №. 4. Pp. 324–334.

<sup>2</sup> Содержания Fe и Cu определены количественным химическим анализом в лаборатории ИГАБМ СО РАН. В работах Э.И.Кутырева и др. [3] приводятся содержания меди в рудах проявления Росомаха от 0,5 до 2,5%. Из-за невысоких содержаний меди в рудах, проявление считалось неперспективным.

## Россыпная золотоносность и типы коренных источников юго-востока Сибирской платформы

Е.Г.ГЛУШКОВА, З.С.НИКИФОРОВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Выявлены индикаторные признаки россыпного золота различных типов коренных источников на основе изучения минералого-геохимических особенностей россыпного золота из россыпных проявлений юго-восточной части Сибирской платформы. Установлено, что основными коренными источниками россыпной золотоносности являлись рудопроявления мало-сульфидной золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой и золотожелезисто-кварцитово-вой формаций.

*Ключевые слова:* россыпная золотоносность, россыпное золото, индикаторные признаки, коренные источники, формационный тип оруденения, Сибирская платформа.

Глушкова Елена Геннадьевна  
Никифорова Зинаида Степановна



anastasiy-9@yandex.ru  
znikiforova@yandex.ru

## Placer gold mineralization and types of primary sources of the southeastern Siberian Platform

E.G.GLUSHKOVA, Z.S.NIKIFIROVA

Indicator signs were identified which correspond to certain formational types of primary sources based on the mineralogical and geochemical features of alluvial gold from south-eastern part of the Siberian platform. It was found that the main primary sources were ore deposits of low-sulfide gold-quartz and gold-sulphide-quartz formation and mineralization of gold-iron-quartzite formation.

*Key words:* placer gold mineralization, placer gold, indicator signs, primary sources, formation type of mineralization, Siberian Platform.

Юго-восточная часть Сибирской платформы характеризуется повсеместной золотоносностью аллювиальных отложений с содержанием металла от 10 до 200 мг/м<sup>3</sup> [2–4, 7, 10, 11]. Известны россыпи, пригодные для старательской отработки с содержанием шихового золота >500 мг/м<sup>3</sup>. В частности, в бассейне средней Лены на участке от устья р. Витим до г. Олёкминска обнаружены мелкие россыпи в ручьях Силинский, Карстовый, Романовский, реках Халаманда, Харса, Каменка, Нюя, Джербя, Большой Патом и др. В большинстве этих россыпей золото мелкое (+0,1–0,25 мм), встречаются россыпи с исключительно мелкой фракцией –0,05–0,1 мм (реки Халаманда, Харса и др.), а также средней и крупной фракцией золота +0,5–>2,0 мм (ручьи Силинский, Карстовый, Романовский и др.). В бассейне р. Чара (левый приток р. Олёкма) выявлены золотоносные косовые россыпи с мелкой фракцией металла (–0,1–0,25 мм), в которых концентрации Au достигают 30 г/м<sup>3</sup> (участки Быйыттаах, Бес-Кюель, Улахан, Дикен). На западной окраине Алданского щита в среднем течении р. Токко и ее притоках (реки Торго, Тандыкагыкта, Соктокут) установлены золотоносные россыпепроявления с мелким

золотом (–0,1–0,25 мм). В юго-западной части Угуйского грабена в бассейне р. Чаруода (ручьи Таборный, Темный, Злой и др.) обнаружены россыпи с золотом относительно средней крупности (+0,25...>2,0 мм). Выявленные различия россыпного золота по крупности свидетельствуют о разнотипности россыпеобразующих источников. В связи с этим возникла необходимость анализа минералого-геохимических особенностей россыпного золота рассматриваемой территории с целью определения индикаторных признаков россыпного золота для обоснования различных формационных типов золоторудных источников. Особенно актуальной эта проблема является для платформенных областей, перекрытых мощными толщами осадочных отложений, где, несмотря на многолетние исследования, остается недостаточно изученным вопрос, связанный с выявлением золотоносных коренных источников и закономерностью их размещения.

Район исследований охватывает северную часть Предпатомского краевого погиба и территорию Алданской антеклизы (рис. 1). Платформенный чехол сложен в основном палеозойско-мезозойскими

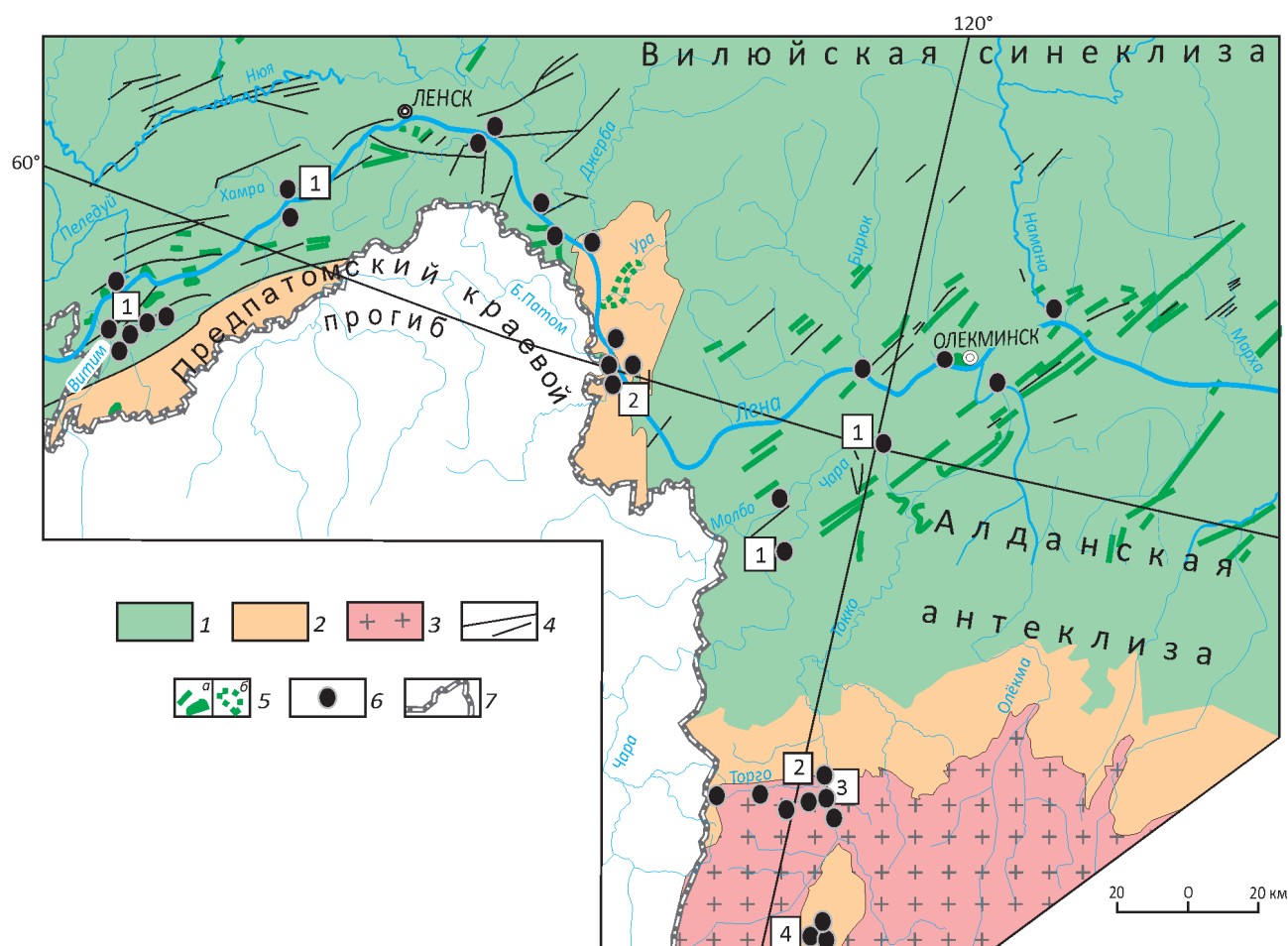


Рис. 1. Геологическая схема юго-восточной части Сибирской платформы, на основе геологической карты Якутской АССР 1:1 500 00 и размещение выявленных формационных типов коренных источников:

1 – отложения платформенного чехла (PZ–MZ–KZ); 2 – протерозой; 3 – архейский фундамент; 4 – разрывные нарушения; 5 – силлы и дайки основного и щелочно-основного составов: а – среднепалеозойские, б – позднепротерозойские; б – выявленные россыпи и россыпепроявления; 7 – граница Республика Саха (Якутия); цифры в квадратах – типы рудных формаций коренных источников: 1 – малосульфидно-золото кварцевый, 2 – золотосульфидно-кварцевый, 3 – золотожелезисто-кварцевый, 4 – малосульфидный золото кварцевый (из зон метасоматитов)

терригенно-карбонатными отложениями, представленными песчаниками, известняками и доломитами с прослоями конгломератов. Позднепротерозойские терригенные образования прослеживаются в районе Уринского антиклинория. На северо-западе Алданского щита широко развиты архейские метаморфические толщи фундамента. Фундамент платформы представлен кристаллическими породами архея и имеет сложное складчато-глыбовое строение. Доминирующие архейские глубоко метаморфизованные отложения сложены кристаллосланцами, кристаллогнейсами, кварцитами и карбонатными породами. Интрузивные тела осадочного чехла платформы представлены среднепалеозойскими дайками и силлами основного

и щелочно-основного составов. Позднепротерозойские силлы габбро-долеритов прослеживаются лишь в районе Уринского антиклинория. Северо-западная часть Алданского щита отличается широким распространением разновозрастных (AR–MZ) магматических комплексов от ультраосновного до кислого составов. В зонах экзоконтактов интрузивов наблюдаются с разной степенью интенсивности ороговивание и мраморизация вмещающих пород, а также скарнирование, амфиболитизация, хлоритизация, серпентинизация, карбонитизация и пиритизация [2, 7, 8, 11]. Приуроченность разновозрастных магматических образований к зонам разрывных нарушений указывает на неоднократное проявление тектономагматической активизации на

Сибирской платформе, создающей предпосылки для формирования золоторудных источников. Кайнозойские рыхлые отложения разнообразного генезиса широко распространены на платформенном чехле и в пределах Алданского щита. Это аллювиальные и делювиальные отложения ниже-среднечетвертичного, верхнечетвертичного и современного возрастов.

На основе изучения минералого-геохимических особенностей россыпного золота юго-восточной части Сибирской платформы было установлено, что повсеместно распространено переотложенное золото I типа, связанное с докембрийским этапом рудообразования [4]. Для него характерен следующий комплекс типоморфных признаков: чешуйчатые, тонкопластинчатые, реже комковидные формы, мелкая фракция ( $-0,1-0,25$  мм), высокая пробность (900–999‰), скудный набор элементов-примесей и практически полное отсутствие микровключений. Золото отличается значительным преобразованием внутреннего строения – полной перекристаллизацией и рекристаллизацией, многочисленными линиями деформаций и высокопробными оболочками мощностью  $>20$  мкм. Его пространственная локализация приурочена к обрамлению платформы и погребенным блоковым выступам фундамента.

Однако наряду с вышеописанным золотом, на некоторых участках в четвертичных отложениях присутствует от 40 до 80% россыпного золота, обладающего совершенно другими типоморфными признаками. Для этого золота свойственны более крупные размеры ( $>0,25-2,0$  мм), пластинчатые и комковидно-угловатые формы нередко рудного облика, низкая и средняя пробность ( $<600-850$ ‰), широкий спектр элементов-примесей и наличие в нем множества сульфидных и породообразующих микровключений. Внутреннее строение золота практически неизменное – это моно- и крупнозернистые структуры с тонкими и прерывистыми высокопробными оболочками, неясная зональность, пятнистая неоднородность, разнофазность зерен, грануляция и дезинтеграция, а также пористость. Данные признаки характерны для золота II типа малоглубинных рудопроявлений [4], связанных с тектономагматической активизацией мезозойского этапа рудообразования, размещение которых пространственно тяготеет к зонам глубинных разломов (Баппагайский, Сеньский и др.) и оперяющим их зонам дробления и трещиноватости.

В результате анализа минералого-геохимических особенностей россыпного золота выявлены индикаторные признаки для предполагаемых формационных типов золотого оруденения на юго-востоке Сибирской платформы. Установлено, что основными коренными источниками служили рудопроявления малосульфидной золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой и золотожелезисто-кварцитовых формаций.

На востоке Сибирской платформы широко распространены мелкое ( $-0,1-0,25$  мм) высокопробное (900–999‰) россыпное золото чешуйчатой, тонкопластинчатой,

реже комковидной форм со следами длительного пребывания в экзогенных условиях. Для него характерны структуры полной перекристаллизации, рекристаллизации, линии деформаций и мощные плотные высокопробные оболочки, занимающие от 50% и более от общей площади золотин. В этом золоте практически полностью отсутствуют элементы-примеси ( $<0,000n$ ) и минеральные микровключения. Его распространение пространственно приурочено к погребенным блоковым выступам фундамента и к обрамлению платформы. Данное золото по комплексу типоморфных признаков аналогично золоту других платформ, где оно также образует широкий ореол рассеяния вблизи выходов фундамента и связано с оруденением малосульфидной золотокварцевой формации докембрийского этапа рудообразования [12–14]. На основании выявленного сходства правомерно предположить, что коренными источниками обширного ореола рассеяния россыпного золота на востоке Сибирской платформы являлись коренные источники малосульфидной золотокварцевой формации. Следовательно, для россыпного золота, источниками которого является оруденение малосульфидной золотокварцевой формации, характерны следующие индикаторные признаки: чешуйчатые и тонкопластинчатые формы, мелкая фракция ( $-0,25$  мм), высокая пробность ( $>900$ ‰), значительное преобразование внутреннего строения и крайне редкая встречаемость сульфидных микровключений (рис. 2, а).

На локальных участках – в бассейне средней Лены – реки Большой Патом, Каменка, Джерба (Уринский антиклинорий) и в среднем течении р. Токко с ее притоками – реки Торго, Тандыкагыкта, Богодикта и др. (северо-западная часть Алданского щита), приуроченных к зонам Баппагайского и Сеньского глубинных разломов, выявлено россыпное золото с другими типоморфными признаками. Это золото представлено средним и крупным классом крупности ( $>0,5-2,0$  мм), пластинчатыми и комковидными формами, а также «губчатыми» агрегатами. Оно отличается средней и низкой пробностью (600–800‰), повышенным содержанием Ag до 40% и Hg до 5% и отсутствием Cu. В нем часто отмечаются сульфидные микровключения (пирит, халькопирит, арсенопирит), селениды, теллуриды, редкоземельные фосфаты. Нередко встречаются золотины в сростании с жильными минералами – халцедоновидным кварцем и кальцитом. Для данного золота свойственны внутренние структуры, типичные золоту эпитермальных месторождений – монозернистое строение, крупная и средняя зернистость агрегатов, неяснозональные и межблоковые структуры, пористость, тонкие и прерывистые высокопробные оболочки, или их полное отсутствие (см. рис. 2, б). В целом изученное россыпное золото обладает индикаторными признаками, характерными для золота близповерхностных источников золотосульфидно-кварцевой формации. По комплексу типоморфных признаков данное золото аналогично золоту Куранахского рудного поля [5, 9].



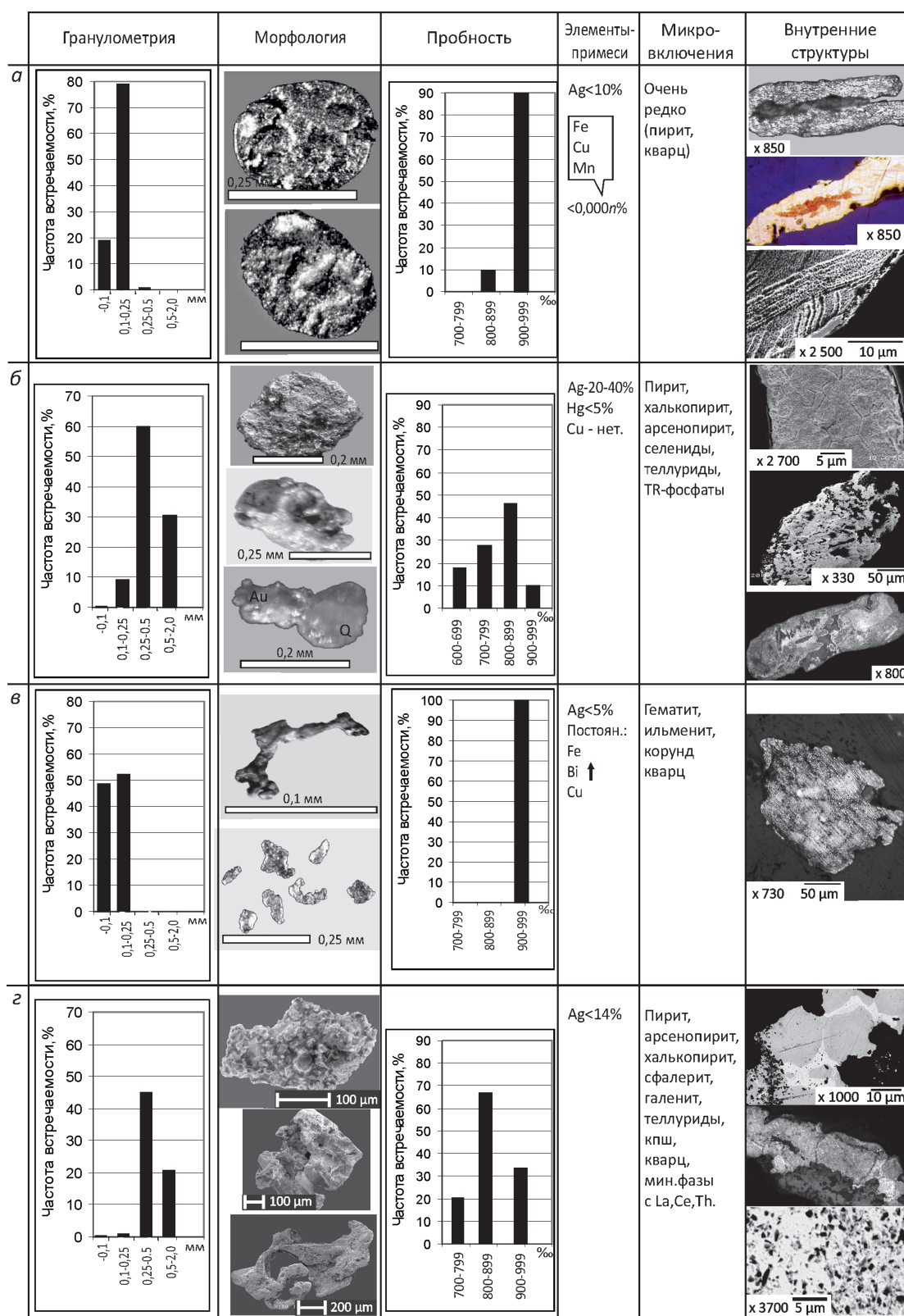


Рис. 2. Индикаторные признаки россыпного золота юго-востока Сибирской платформы различных типов коренных источников:

формации: *а* – малосульфидная золотокварцевая, *б* – золотосульфидно-кварцевая, *в* – золотожелезисто-кварцитовая; *г* – золотосульфидно-кварцевая (зоны метасоматитов)

На северо-западе Алданского щита в россыпных проявлениях среднего течения р. Токко и ее притока р. Торго, наряду с вышеописанным золотом, выявлено преобладание исключительно высокопробного (950–999‰) мелкого (–0,1–0,25 мм) золота рудного облика, представленного чешуйчатыми, тонкопластинчатыми и комковидными формами с полностью перекристаллизованной и рекристаллизованной внутренней структурой. В нем установлено постоянное наличие элементов-примесей (в %): Fe 0,0068, Bi 0,0016 и Cu >0,1%, а также микровключений гематита, ильменита и корунда. Данное золото по типоморфным признакам схоже с видимым самородным золотом из архейских железистых кварцитов западной части Алданского щита, впервые изученным Э.Г.Кассандровым и В.А.Маринич [6]. Ими в железистых кварцитах борсалинской свиты архея кроме тонкодисперсного золота обнаружено видимое мелкое и очень мелкое золото (0,04–0,25 мм) весьма высокой пробности (~950‰), представленное угловатыми чешуйчатыми, пластинчатыми, изометричными и неправильными формами с неровной ямчатой поверхностью. В железистых кварцитах это золото ассоциирует с магнетитом и гематитом, из элементов-примесей в нем присутствуют Fe, Bi и повышенное количество Cu. Отмеченное свидетельствует о том, что формирование россыпных проявлений среднего течения рек Токко и Торго происходило за счет поступления золота из железистых кварцитов архейского возраста, в которых пробирным анализом выявлено содержание Au от 0,6 до 1 г/т (Н.Т.Родионов и др., 1965). Кроме этого, в русловом аллювии изученных водотоков наблюдается преобладание гематита и гальки кварцитового состава [8], что также указывает на железисто-кварцитовый тип источника. На основании вышеизложенного следует, что для золотожелезисто-кварцитового формационного типа оруденения индикаторными признаками россыпного золота являются – мелкая фракция –0,1–0,25 мм, чешуйчатые, тонкопластинчатые и комковидные формы, рудный облик, исключительно высокая пробность (>950‰), наличие постоянных элементов примесей Fe, Bi и Cu, присутствие микровключений гематита, ильменита и корунда, а также полностью перекристаллизованное и рекристаллизованное внутреннее строение (см. рис. 2, в).

На юго-западе Угуйского грабена (западная часть Алданского щита) руч. Таборный (бассейн р. Чаруода) дренирует золотоносную зону гидротермально-метасоматической минерализации, наложенную на нижнепротерозойские песчаники. Проведено сопоставление минералого-геохимических особенностей самородного золота из рудной зоны метасоматитов месторождения Таборное с россыпным золотом руч. Таборный с целью выявления индикаторных признаков для золота золотосульфидно-кварцевой формации из зон метасоматитов. Россыпное золото характеризуется преимущественно мелкой и средней крупностью (+0,25–>2,0 мм),

интерстициальными, пластинчатыми, дендритовидными, комковидными, идиоморфными формами с грубо-ямчатой, ямчатой и бугорчато-ямчатой поверхностью, с отпечатками граней минералов вмещающих отложений. Пробность золота в основном средняя (~860‰), в его составе кроме Ag (до 14%) других микропримесей не обнаружено. Для него свойственны первичные структуры кристаллизации с начальной стадией преобразования внутреннего строения – разнофазность, зернистое строение, межзерновые прожилки, грануляция, отсутствие высокопробных оболочек, а также пористое строение (см. рис. 2, з). В золоте отмечается присутствие микровключений сульфидов (пирит, арсениопирит, халькопирит, сфалерит, галенит), теллуридов Au и Ag и порообразующих минералов (КПШ, кварц, рутил, циркон, а также алюмосиликатные минеральные фазы, содержащие La, Ce, Th). По данным С.С.Двуреченской, С.Г.Кряжева [1], в цементирующей гидрогетит-калишпатовой массе и в кварцевых прожилках метасоматитов месторождения Таборное, наряду с тонкодисперсным, наблюдается видимое самородное золото. По типоморфным признакам это золото аналогично россыпному золоту руч. Таборный, что указывает на их тесную пространственную и генетическую связь. Данное предположение также подтверждается сходством минерального состава микровключений, выявленного в россыпном золоте, с минералами из рудной зоны золотоносных метасоматитов. Это послужило основанием выделения индикаторных признаков золота для золото-сульфидно-кварцевой формации зон метасоматитов, которыми являются – средняя пробность, содержание Ag до 14%, полное отсутствие элементов-примесей, микропористое строение, начальная стадия преобразования первичных структур, а также преобладание микровключений сульфидов, теллуридов, КПШ, кварца и минеральных фаз с редкоземельными элементами.

Таким образом, в результате изучения минералого-геохимических особенностей россыпного золота из россыпных проявлений юго-восточной части Сибирской платформы выявлены индикаторные признаки россыпного золота различных типов коренных источников. Установлено, что основными коренными источниками россыпной золотоносности являлись рудопроявления малосульфидной золотокварцевой, золотосульфидно-кварцевой и золотожелезисто-кварцевой формаций.

Итак, выявление индикаторных признаков россыпного золота – весьма информативный показатель, позволяющий прогнозировать формационный тип золоторудных источников и их местоположение на платформенных территориях, перекрытых мощными толщами осадочных отложений.

*Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2014-0008.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Двуреченская С.С., Кряжев С.Г.* Минералого-геохимические особенности пород и руд месторождения Таборное (западная часть Алданского щита) // Руды и металлы. 2005. № 4. С. 12–18.
2. *Дукарт Ю.А.* Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Лист О-49-V. Серия Верхне-Вилуйская. – М., 1978.
3. *Золотоносность* Вилуйской синеклизы и ее обрамления // Ю.Н.Трушков, Э.Д.Избеков, А.И.Томская, В.И.Тимофеев. – Новосибирск: Наука, 1975.
4. *Золотоносность* востока Сибирской платформы: россыпи – коренные источники / З.С.Никифорова, Б.Б.Герасимов, Е.Г.Глушкова, А.Г.Каженкина // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 305–319.
5. *Казаринов А.И.* К вопросу о генезисе золоторудных месторождений куранахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. – М.: Наука, 1969. С. 125–135.
6. *Кассандров Э.Г., Мариш В.А.* О золотоносности железистых кварцитов Алданского щита // Геология и геофизика. 1979. Т. 20. № 2. С. 87–91.
7. *Объяснительная* записка к геологической карте СССР м-ба 1:1 000 000. Лист Р-50 (Сунтар). Ч. I. / Р.Э.Треилоб, Б.Н.Леонов, Г.Ф.Лунгерсгаузен и др. – М., 1956.
8. *Петров А.Ф.* Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Лист О-50–XVIII. Серия Бодайбинская. – М.: Госгеолтехиздат, 1978.
9. *Петровская Н.В.* Самородное золото. – М.: Наука, 1973.
10. *Родионов Н.Т.* Геоморфология и россыпная золотоносность Среднего Приленья // Автореф. Дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Казань, 1973.
11. *Ушаков А.И.* Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Лист О-50–VI. – М., 1974.
12. *Dunn E.J.* Geology of gold // London, Charles Griffin. 1929.
13. *Giusti L.* The morphology, mineralogy and behaviour of «fine-grained» gold from placer deposits of Alberta: Sampling and implications for mineral exploration // Canadian Jour. Earth Sci. 1986. Vol. 23. Pp. 1662–1672.
14. *Knight J.B., Mortensen J.K., Morison S.R.* Lode and placer gold composition in the Klondike district Yukon Territory, Canada, implications for the nature and genesis of Klondike placer and lode gold // Economic Geology 94 (1999). Pp. 649–664.

## Происхождение раннедокембрийских кристаллических комплексов и природа правила Клиффорда

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

Приведены доказательства существования на Земле в докембрии слоистого глобального океана магмы. Затвердевание его кислого слоя привело к образованию кристаллической коры. Она сначала покрывала всю поверхность. Под влиянием деформаций площадь ее уменьшилась. Вследствие повышения температуры при аккреции верхняя мантия сначала имела более высокую температуру, чем нижняя. Поэтому в раннем докембрии не происходил подъем нижнемантийных плюмов. Правило Клиффорда обусловлено формированием древних кристаллических комплексов и алмазоносных кимберлитовых остаточных расплавов в результате кристаллизации магматического океана.

*Ключевые слова:* магматический океан, генезис кристаллической коры, природа магм, мантия, правило Клиффорда

Шкодзинский Владимир Степанович



shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

## Genesis of early Pre-Cambrian crystalline rocks and Clifford rule

V.S.SHKODZINSKIY

It was shown that layered magma ocean existed on the Earth in early Pre-Cambrian. Origin of crystalline crust is a result of crystallization of its acid layer. It covered all the Earth. Late deformations decreased its area. Owing to the rise of temperature during accretion, temperature of the lower mantle was lower than that of the upper mantle during early Pre-Cambrian. Therefore, mantle plumes did not formed. Clifford rule is a result of crust and kimberlite origin in magma ocean.

*Key words:* magma ocean, crystalline crust, origin of magmas, mantle, Clifford rule.

Раннедокембрийские (древнее 1,6 млрд. лет) геологические процессы резко отличались от более поздних формированием огромных объемов кислой кристаллической коры, гранитоидов, автономных анортозитов, месторождений железных руд. В соответствии с правилом Клиффорда только в областях распространения раннедокембрийских комплексов присутствуют алмазоносные кимберлиты. Природа этих особенностей до настоящего времени не получила убедительного объяснения. Выявленные в последние десятилетия доказательства горячей аккреции планет земной группы впервые позволяют полностью понять их природу.

**Доказательства горячей аккреции Земли.** Первые свидетельства горячего образования получены для Луны. На ней было установлено существование преимущественно анортозитовой коры мощностью до 100 км. Такая кора могла образоваться только путем всплывания плагиоклаза в океане магмы глубиной около 1000 км [16]. О существовании подобного океана на Земле свидетельствует присутствие трендов магматического фракционирования в породах мантийных ксенолитов из кимберлитов [14] и уменьшение среднего изотопного возраста и температуры образования раз-

личных пород этих ксенолитов в полном соответствии с последовательностью кристаллизации при фракционировании (рис. 1).

Оказалось, что подобные тренды фракционирования характерны и для кристаллических пород Алдано-Станового щита. Гнейсы и кристаллические сланцы Олекминского комплекса соответствуют по составу типичным магматическим породам от лейкогранитов и гранитов до базитов и поля их составов располагаются вдоль единого тренда магматического фракционирования (рис. 2). Такие же тренды получены для хорошо изученных крупных Федоровского и Курультинского комплексов. Средний изотопный возраст уменьшается от основных высокотемпературных пород к кислым более низкотемпературным (рис. 3), то есть в полном соответствии с последовательностью кристаллизации при магматическом фракционировании.

Это свидетельствует о том, что данные кристаллические комплексы образовались не в результате метаморфизма гипотетических осадочно-вулканогенных толщ, как обычно предполагается, а путем кристаллизации и фракционирования огромного объема магмы. Проекция линий геотермических палеоградиентов ран-



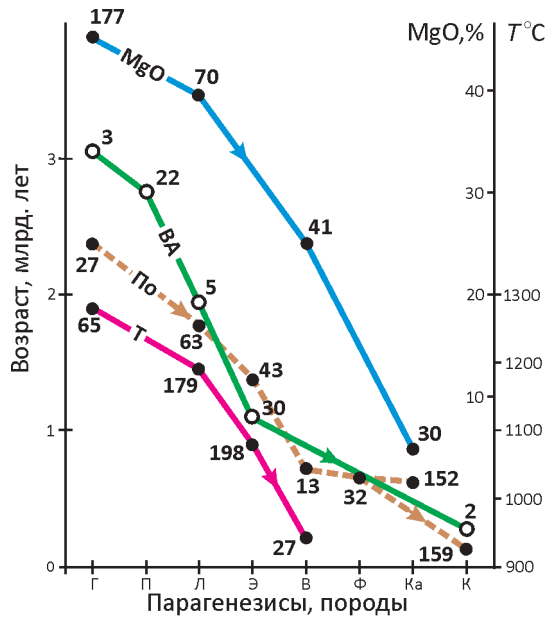


Рис. 1. Средние изотопные возрасты различных мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По) и включений в алмазах (БА), средняя температура образования при 5 ГПа (Т) и среднее содержание MgO в породах (MgO) [14]:

составы включений в алмазах и пород ксенолитов: Г – гарцбургитовый, П – перидотитовый нерасчлененный, Л – лерцолитовый, Э – эклогитовый, В – верлитовый и вебстеритовый, Ф – флогопитсодержащие породы, Ка – карбонатиты, Ки – кимберлиты; числа у точек – количество использованных определений

недокембрийских кристаллических комплексов и  $P$ – $T$  условий образования ксенокристаллов клинопироксена из кимберлитов в область очень высокой температуры на земной поверхности (до  $1000^{\circ}\text{C}$ ) свидетельствуют о том, что резервуар магмы сначала простирался до земной поверхности и, следовательно, представлял собой глобальный магматический океан [14].

Выполненный анализ планетологических и геологических данных [14] показал, что земное ядро сформировалось раньше силикатной мантии и имело более высокую температуру вследствие в 20 тыс. раз большей скорости слипания железных частиц в протопланетном диске под влиянием магнитных сил по сравнению с силикатными [2, 17]. Такой генезис ядра подтверждается отсутствием деплетированности мантийных пород хорошо растворимыми в железе сидерофильными элементами [8] и кислородом [18]. Это свидетельствует о том, что железные и силикатные частицы никогда не были перемешаны в недрах Земли, как предполагается в гипотезе гомогенной аккреции. Следовательно, аккреция была гетерогенной. Изотопные данные подтверждают очень раннее образование ядра [6].

Выпадавшие на железное ядро силикатные частицы плавилась в результате импактного тепловыделения. Придонные части возникшего океана магмы частично кристаллизовались под влиянием роста давления новообразованных верхних частей и формировали из кумулатов породы нижней мантии, а из остаточных расплавов – различные слои магматического океана.

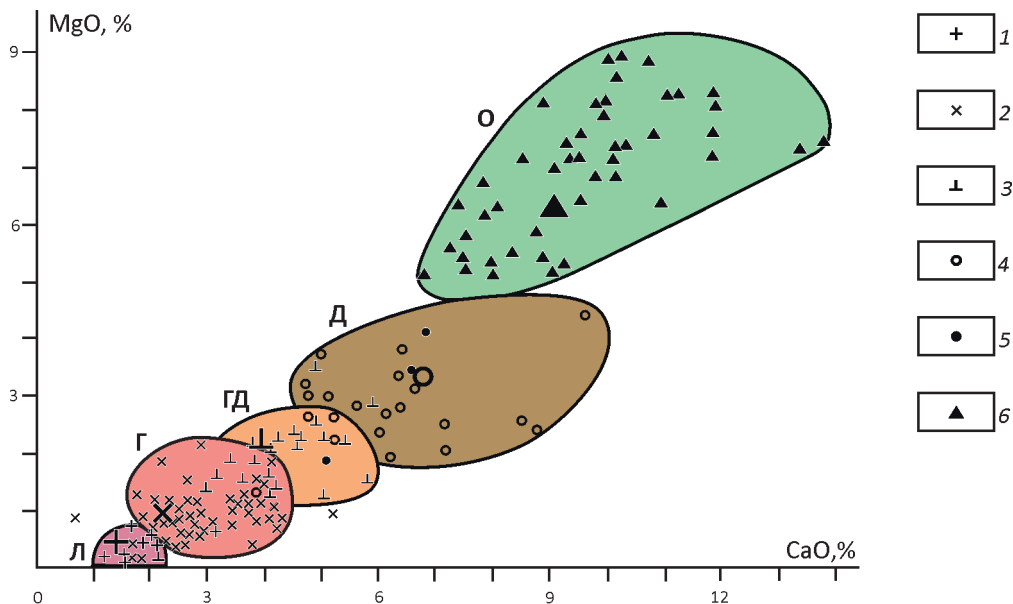


Рис. 2. Соотношение CaO–MgO в гнейсах и кристаллических сланцах Олекминского комплекса Алдано-Станового щита:

1 – лейкограниты (Л;  $\text{SiO}_2$  73–78%); 2 – граниты (Г;  $\text{SiO}_2$  68–73%); 3 – гранодиориты (ГД;  $\text{SiO}_2$  63–68%); 4 – кварцевые диориты (Д;  $\text{SiO}_2$  58–63%); 5 – диориты ( $\text{SiO}_2$  53–58%); 6 – базиты (О;  $\text{SiO}_2$  44–53%); крупные точки внутри полей – средние составы рассмотренных типов пород по работе [1]; использованы анализы недифференцированных пород из работ [3, 4]

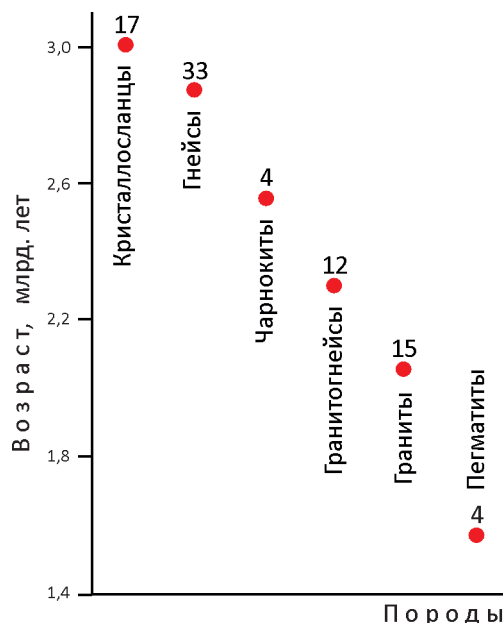


Рис. 3. Средние U-Pb и Rb-Sr возрасты различных кристаллических пород Алдано-Станового щита:

числа у точек – количество использованных определений по данным работ [3, 4].

Вследствие еще незначительной его глубины и пониженной силы тяжести на ранней небольшой Земле придонное фракционирование длительное время было малобарическим, поэтому остаточные расплавы варьировали по составу от гранитов до толеитов и пикритов. Вследствие возрастания плотности (от 2,3 до 2,8 г/см<sup>3</sup>) с глубиной в постаккреционном слоистом магматическом океане со средней глубиной около 240 км не возникла обширная конвекция, и он длительно затвердевал сверху вниз в основном в результате кондуктивных теплопотерь [14].

**Происхождение раннедокембрийских кристаллических комплексов.** Существование на Земле магматического океана решает все дискуссионные проблемы генезиса раннедокембрийских комплексов. Наиболее непонятным до настоящего времени было происхождение кислых магм. По экспериментальным данным, обобщенным Д.Х.Грином [5], кислые расплавы в реальных бедных водой первичных мафических породах могли формироваться при малобарическом (<0,3 ГПа) начальном (на 1–3%) их плавлении. Однако на Земле температура недр при таком давлении на глубине менее 10 км по господствующей гипотезе холодной аккреции всегда была в несколько раз ниже, чем необходимо (более 1000°C) для начала плавления этих пород. Предположения о генезисе таких расплавов в результате выплавки из мантийных основных пород (эклогитов и метабазитов) противоречат отсутствию кислых обособлений во множестве изученных ксенолитов этих пород из кимберлитов, большая древность кислой кристаллической коры (3,8–2 млрд. лет) по сравнению с эклогитами (в среднем 1,4 млрд. лет) (см. рис. 1). Этому противоречит и отсутствие в породах мантийных ксенолитов признаков повышения температуры, с которыми и можно было связывать явления плавления. Наоборот, в них широко распространено замещение высокотемпературных минералов низкотемпературными, свидетельствующее об остывании верхней мантии примерно на 200° за каждый миллиард лет (см. рис. 1). Кроме того, автохтонность и равномерность распределения антектического жильного материала в парагнейсах даже при содержании его 40% [13, 14] и отсутствие процессов отделения выплавов в перидотитах, расплавленных в экспериментах менее чем на 30 % [15], свидетельствуют об ошибочности господствующей гипотезы маглообразования путем отделения выплавов в слабо подплавленных (на 0,5–20%) породах [8]. Очень высокая вязкость таких пород (в тысячи раз большая, чем расплава) препятствует отделению в них выплавов.

В случае глобального магматического фракционирования формирование кислых остаточных расплавов является естественным следствием очень низкого давления в раннем магматическом океане, обусловленного его небольшой глубиной и пониженной силой тяжести (в 2–3 раза) на еще небольшой Земле. Такой их генезис объясняет кислый состав кристаллической коры древних платформ и самых древних гнейсов Акаста в Канаде с возрастом циркона около 4 млрд. лет. Огромная по объему нижняя мантия сформировалась при низкобарическом фракционировании океана магмы. Это объясняет большой объем сформировавшихся кислых расплавов и кристаллической коры. С учетом кристаллизации последних пегматитовых расплавов 1,6 млрд. лет назад (см. рис. 3) и возраста Земли 4,56 млрд. лет кислый слой магматического океана остывал около 3 млрд. лет, и в течение первых полу-миллиарда лет земная поверхность, по-видимому, была полностью покрыта расплавом. Это объясняет казавшееся загадочным отсутствие на Земле пород древнее 4 млрд. лет и кратеров гигантской метеоритной бомбардировки, завершившейся на Луне около 3,9 млрд. лет назад, а также большой разброс цифр определений изотопного возраста раннедокембрийских кристаллических комплексов.

Важной особенностью состава кислой кристаллической коры, судя по результатам изучения ее ксенолитов в кимберлитах Якутии [9], является количественное преобладание в ней гиперстеновых плагиогнейсов, бедных калием и водой. Это обусловлено формированием их родоначальных кислых расплавов на ранней стадии аккреции силикатного материала, когда в протопланетном диске еще не произошла конденсация низкотемпературных компонентов K<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub>O.

Температура конденсации калиевого полевого шпата и гидратированных силикатов в облаке солнечного состава при давлении 100 Па составляла соответственно 730 и 100–0°C, тогда как металлического железа – 1200–1030°C, а CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и ZrO<sub>2</sub> – 1570–1230°C [8]. Поэтому выпадавший ранний силикатный материал содержал небольшое количество калия и воды. Это же, по-видимому, обусловило бедность щелочами и водой базальтов срединно-океанических хребтов, магмы которых сформировались из раннего вещества придонных частей нижней мантии. Такой состав кристаллической коры подтверждает очень раннее формирование ее исходных расплавов.

Затвердевание верхнего кислого слоя магматического океана привело к формированию слагающих кристаллическую кору гнейсов и кристаллических сланцев из кумулатов и древних гранитов из остаточных расплавов. Обособление остаточных расплавов при кристаллизации ортогнейсов обусловило образование в них большого количества автохтонных гранитоидных выделений. Это решает проблему природы региональной гранитизации докембрия, которая около двух веков была предметом массовой острой дискуссии. Сначала чаще всего предполагали их метасоматический, затем анатектический генезис. Однако, в отличие от реальных анатектических мигматитов, температура образования минеральных парагенезисов в гранитных обособлениях ортогнейсов ниже, чем в субстрате, поскольку их темноцветная составляющая обогащена гидроксилсодержащими минералами (биотитом, амфиболом, иногда мусковитом). Это противоречит их анатектическому происхождению и указывает на остаточно-магматический генезис [13].

Значительный рост мафичности и плотности магм с глубиной в расслоенном океане препятствовал опусканию в нем остывавших расплавов. После кристаллизации самых верхних частей кислого слоя они вместе с сформировавшимися осадочными породами периодически тонули вследствие значительного (до 10%) возрастания их плотности. Нижерасположенные более мафические расплавы всплывали. Затем процесс повторялся. Это объясняет пестрый состав гнейсовых комплексов, большие колебания их основности, частое присутствие среди них парапород. С этим же связаны вариации плотности и скорости прохождения сейсмических волн в глубинных частях кристаллической коры.

Относительно быстрое затвердевание верхнего кислого слоя объясняет раннее возникновение на кислой коре осадочных пород и живых организмов. Ортогнейсы на земной поверхности подвергались интенсивному химическому изменению под влиянием остывавшей горячей газовой-паровой оболочки, обогащенной кислотными эманациями магматического океана. В результате оглинивания полевых шпатов и отделения глинистого материала возникали скопления глины и

остаточного кварца. Их метаморфизм после погружения в горячее основание обусловил формирование тел высокоглиноземистых гнейсов и кварцитов и обычно совместное их нахождение. Это объясняет относительно широкое распространение и очень большую мощность их тел (до 1 км для кварцитов). По мере снижения температуры в горячих водоемах происходило осаждение карбонатов и образование мраморов и кальцифиров, характерных для верхних частей докембрийских толщ. Все эти парапороды существенно отличаются по составу от преобладающих ортогнейсов. Высокая пластичность полузакристаллизованной кристаллической коры препятствовала возникновению на ней значительных перепадов высот рельефа и формированию конгломератов.

Богатые кислотными эманациями магматического океана горячие дождевые воды выносили железо и кремнекислоту из химически изменявшихся ортогнейсов в ранние водоемы. Это привело к образованию большого количества железистых кварцитов, являющихся главными месторождениями железных руд. Вследствие очень высокой температуры газовой-паровой оболочки отделившиеся из магматического океана эманации мало остывали, рассеивались в ней и чаще всего не формировали гидротермальные месторождения. Это объясняет обычно безрудность огромных объемов древних гранито-гнейсов в отличие от высокой гидротермальной рудоносности фанерозойских гранитов. Накопление рудных компонентов в газовой-паровой оболочке привело к массовому образованию стратиформных месторождений меди, свинца, цинка и некоторых других элементов в основном в протерозое и в раннем палеозое, когда эта оболочка остыла, и произошло осаждение из нее рудных компонентов [14].

Массовые процессы испарения дождевых вод на горячей земной поверхности и конденсации паров в верхней части газовой-паровой оболочки обусловили интенсивную ионизацию последней и возникновение многочисленных электрических разрядов. Они способствовали формированию органических соединений и зарождению примитивных бактерий в горячих водоемах [14].

Постепенное укрупнение планетизмалей в протопланетном диске приводило к резкому уменьшению потерь импактного тепла на излучение при аккреции. Это обусловило постепенное значительное возрастание температуры накапливавшегося материала. По расчетам различных исследователей, такое увеличение температуры составляло от 800 до 2000°C [8, 11]. Вследствие более ранней по сравнению с мантией аккреции ядра его возникновение не повлияло на ее температуру, хотя в последующем оно интенсивно ее подогревало. Из этого следует, что температура нижней мантии сначала была значительно меньше, чем верхняя, а не наоборот, как обычно предполагается. Поэтому геотермический градиент в земных недрах в раннем докембрии был обратным по отношению к современному (рис. 4).

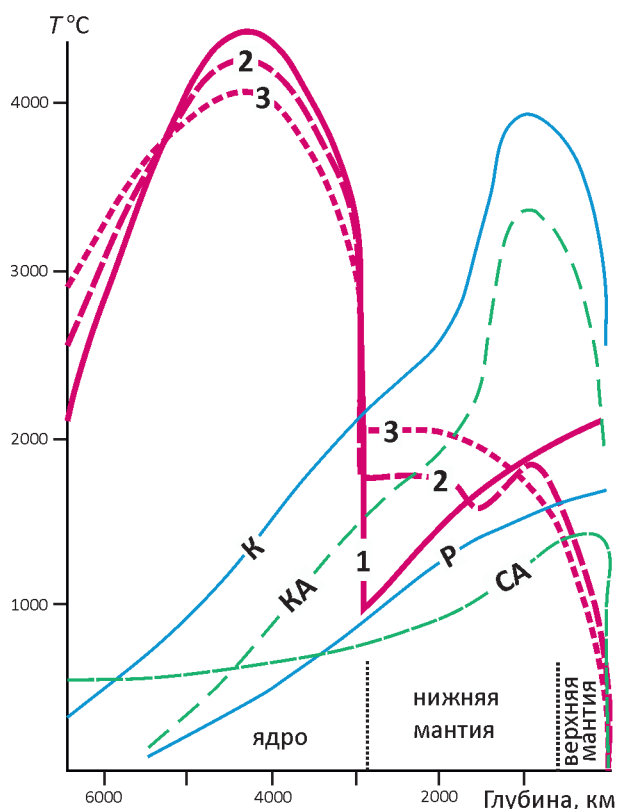


Рис. 4. Эволюция температуры:

при аккреции Земли по данным У.М.Каулы (КА) и В.С.Сафронова (СА); первичное распределение температуры в недрах Земли по данным У.М.Каулы (К) и А.Е.Рингвуда (Р) [8, 11]; 1–3 – распределение температуры по расчетам автора: 1 – первичное [14], 2 – в конце протерозоя, 3 – в фанерозое

Из этого следует очень важный вывод о том, что в раннем докембрии не существовали нижнемантийные плюмы, океанические области и геодинамические обстановки современного типа. Поэтому к раннему докембрию нецелесообразно применять понятия и термины фанерозойской геодинамики (террейны, сутуры, аккреция, зоны меланжа), поскольку подразумеваемые в них процессы еще не существовали в это время.

С течением времени нижняя мантия постепенно разогревалась под влиянием изначально более горячего ядра, а верхняя остывала вследствие теплоотдачи в более холодную земную кору. Под влиянием этого произошла инверсия распределения температуры, и возник современный геотермический градиент. Это объясняет появление траппов и эвгеосинклинальных магматических пород складчатых поясов – в основном в конце протерозоя, а океанической коры и современных океанов – только в юре. То есть процесс инверсии геотермического градиента занял около 4 млрд. лет.

Вследствие отсутствия нижнемантийных плюмов магмы зеленокаменных поясов поднимались из глубинных слоев верхнемантийного постаккреционного магматического океана. Это подтверждается участием в формировании этих поясов всех магм этого океана (ультраосновных, основных, средних и кислых), а также пониженным содержанием в основных породах зеленокаменных поясов и кристаллических комплексов СаО и TiO<sub>2</sub> по сравнению с типичными плюмовыми базитами срединно-океанических хребтов и траппов (рис. 5). Температура конденсации этих компонентов выше 1230°C [8]. Очень ранняя конденсация в протопланетном диске обусловила высокое их содержание в раннем выпадавшем силикатном материале, выносимом нижнемантийными плюмами.

При горячей аккреции Земли высокотемпературность минеральных парагенезисов раннедокембрийских гнейсов обусловлена магматическим происхождением подавляющего большинства из них, а не проявлением труднообъяснимых более поздних глобальных процессов разогрева земной коры. Это однозначно подтверждается весьма выдержанным распространением этих парагенезисов в кристаллических комплексах всех платформ, близостью температур их формирования к магматическим; отсутствием признаков наложения их на более низкотемпературные минеральные ассоциации, существования температурной зональности и развития высокотемпературных минералов по низкотемпературным в мантийных ксенолитах. Последнее указывает на то, что в континентальной верхней мантии не было глобальных эпизодов разогрева и плавления. Следовательно, не было их и в земной коре.

Магматический океан, вследствие его высокой текучести, и сформировавшаяся из него кислая кристаллическая кора сначала должны были покрывать всю поверхность Земли. По имеющимся оценкам, углы падения тел архейских пород в среднем составляют 60–70° [12]. В этом случае площадь их выхода на земной поверхности в результате складчатости уменьшилась в  $1:\sin 65^\circ = 1:0,4226 \sim 2,3$  раза. Площадь содержащих кристаллическую кору древних платформ составляет 105 млн. км<sup>2</sup>. Площади складчатых и субокеанических областей, содержащих ее фрагменты, равны соответственно 42 и 93 млн. км<sup>2</sup> [10]. При этих значениях до времени тектонических деформаций кристаллическая кора должна была занимать площадь примерно  $(105+42+93) \times 2,3 = 558$  млн. км<sup>2</sup>. С учетом существования сдвоенных по надвигам разрезов эта величина должна быть еще больше. Современная площадь поверхности Земли оценивается в 510 млн. км<sup>2</sup>. Следовательно, приведенная примерная оценка подтверждает, что кислая кристаллическая кора сначала покрывала всю земную поверхность. Это согласуется с выводом об отсутствии в раннем докембрии океанических областей современного типа.



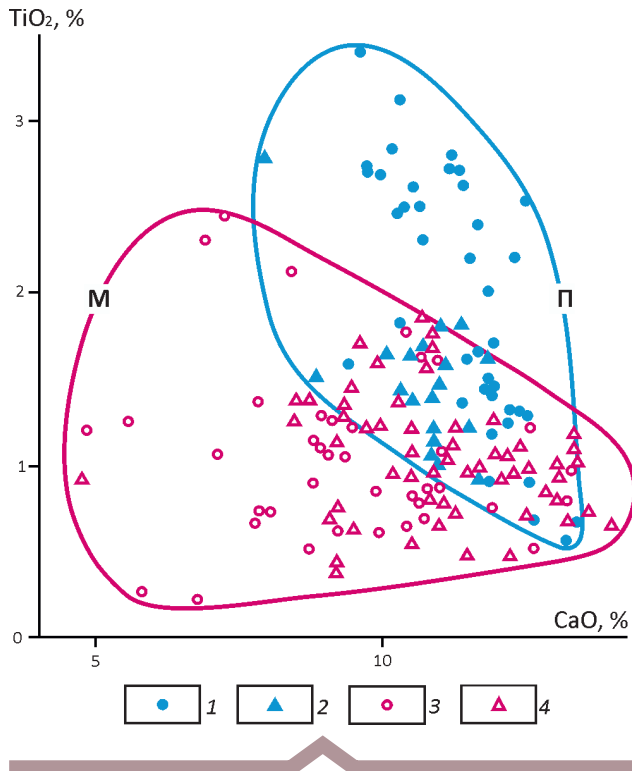


Рис. 5. Соотношение  $\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}$  в основных породах. По данным работ [3, 4, 7]:

1 – срединно-океанические хребты; 2 – траппы (поле П); 3 – кристаллические сланцы и 4 – зеленокаменные пояса Алдано-Станового щита (поле М)

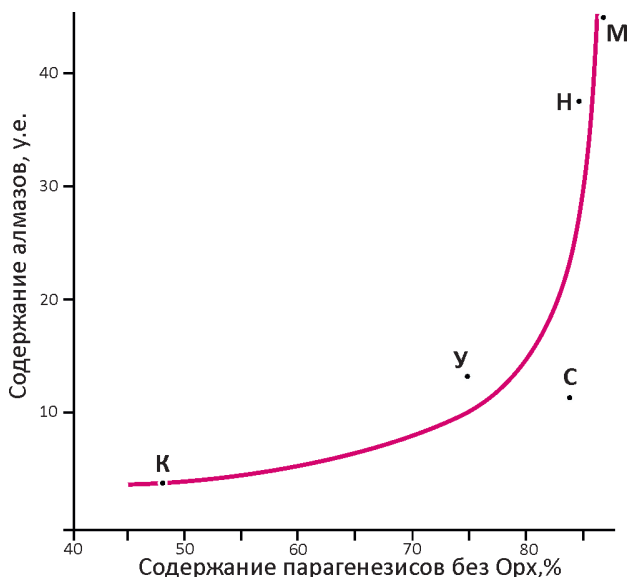


Рис. 6. Соотношение доли безгиперстеновых коровых кристаллических ксенолитов и содержания алмазов в кимберлитах Якутии. По данным работ [9, 14]:

точки – величины соотношений для трубок: К – Комсомольская, М – Мир, Н – Нюрбинская, С – Сытыканская, У – Удачная

Вследствие примерно в 8 раз большей скорости вращения Земли в раннем докембрии всплывавшее горячее вещество постагрегационного магматического океана под влиянием силы Кориолиса в области экватора поднималось под углом около  $7^\circ$  к земной поверхности (то есть, почти горизонтально), сильно отклоняясь к западу [14]. Погружавшееся вещество примерно так же отклонялось к востоку. Это привело к интенсивному пластическому течению вещества кристаллической коры, к возникновению в нем бластических структур и гнейсовидных текстур, к складчатым деформациям и к сокращению площади распространения.

#### Генезис магматических пород древних платформ.

В кристаллизовавшихся магмах осаждение образующихся твердых фаз происходило в среде расплава с вязкостью в тысячи раз меньшей, чем слабо подплавленных пород. Поэтому разделение расплава и кристаллов в них, в отличие от анатектических мигматитов, происходило относительно быстро и является единственной причиной многообразия состава магматических пород. Подъем остаточных расплавов из нижних частей кислого слоя сопровождался формированием различных кислых магматических пород. Глубинность их зарождения и щелочность в среднем возрастали с уменьшением возраста. Последующее выжимание и всплывание наиболее кислых пластичных частей кристаллической коры в областях коллизии приводило к их фрикционному и декомпрессионному плавлению и к образованию характерных для этих областей огромных гранитных батолитов. Выжимание еще незатвердевших плагиоклазовых кумулатов обусловило формирование крупных тел автономных анортозитов преимущественно в протерозое.

Процессы высокобарического фракционирования в придонном перидотитовом слое магматического океана приводили к образованию щелочных, карбонатитовых и кимберлитовых магм. Очень длительное (около 4 млрд. лет) накопление расплавофильных компонентов в остаточных расплавах при фракционировании является причиной гигантского содержания редких элементов (до десятков тысяч хондритовых норм) в карбонатитах и в щелочных породах. Вследствие кристаллизации расслоенного магматического океана сверху вниз его придонный слой фракционировал наиболее поздно. Это обусловило относительно молодой фанерозойский возраст (в среднем 125 млн. лет) большинства кимберлитов (см. рис. 1).

**Природа правила Клиффорда.** Древние кристаллические комплексы и кимберлитовые остаточные расплавы являются соответственно малоглубинными и глубинными продуктами фракционирования одного и того же расслоенного магматического океана. Это впервые объясняет природу правила Клиффорда – размещение алмазоносных кимберлитов только в регионах, в которых присутствует древняя кристаллическая кора. Оно объясняет приуроченность таких

кимберлитов к участкам платформ, имеющих очень глубокое (250–400 км) залегание подошвы литосферы, то есть литосферные кили [9]. Очевидно, что в таких участках остаточные кимберлитовые расплавы зарождались в условиях наиболее высокого давления, благоприятного для алмазообразования. На краях платформы обычно отсутствуют самые глубинные части литосферы, по-видимому, вследствие эрозии их астеносферными течениями. Это является причиной примерно в 3 раза меньшего распространения здесь кимберлитовых полей [14] и незначительной их алмазоносности.

Наиболее благоприятными для образования высокоалмазоносных кимберлитов должны быть участки, содержащие наиболее мощную мало нарушенную поздними тектоническими процессами кристаллическую кору, в которых сохранился и ее верхний слой, сложенный гнейсами с амфиболитовыми парагенезисами. В таких участках кимберлитогенерирующие нижние части литосферы также должны быть мало нарушены. Поэтому в ней чаще могли зарождаться высокоалмазоносные кимберлиты, что иллюстрирует рис. 6, из которого видно, что с увеличением доли ксенолитов безгиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев в алмазоносных трубках Якутии резко возрастает содержание алмазов.

Иногда встречающееся размещение алмазоносных магматических пород вне кратонов (например, диатрема Арагайл в Австралии) чаще всего относится к лампроитам. Их магмы и должны были формироваться преимущественно под складчатыми поясами [14]. Поэтому такие случаи не опровергают правило Клиффорда. Однако изредка возможно наложение складчатости на края кратонов с уже сформированными алмазоносными кимберлитами. Поэтому правило Клиффорда имеет вероятностный, а не абсолютный характер.

Таким образом, учет данных о горячем образовании Земли позволяет без предположения существования малореальных процессов объяснить все многочисленные особенности раннедокембрийских кристаллических комплексов.

*Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2014-0004.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатилов О.А., Косарева Л.В., Шарков О.В. Средние химические составы магматических горных пород. Справочник. – М.: Недра, 1987.
2. Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. – М.: Недра, 1983.
3. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия) / А.П.Смелов, В.И.Березкин, В.Ф.Тимофеев и др. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009.
4. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (южная Якутия) / В.И.Березкин, А.П.Смелов, А.В.Зедгенизов и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015.
5. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. – М.: Мир, 1973. С. 242–261.
6. Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. Современные представления о составе ядра Земли // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 31–63.
7. Магматические горные породы. Основные породы / Е.Д.Андреева, В.А.Баскина, О.А.Богатилов и др. – М.: Наука, 1985.
8. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. – М.: Недра, 1981. 584 с.
9. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М.: Научный мир, 2006. 184 с.
10. Таблицы физических величин / В. Г. Аверин, Б.А. Аронзон, Н.С. Бабаев и др. – М.: Атомиздат, 1976.
11. Федорин Я.В. Модель эволюции ранней Земли. – Киев: Наукова думка, 1991.
12. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. – М.: Наука, 1979.
13. Шкодзинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов (на примере Алданского щита). – Новосибирск: Наука, 1976.
14. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014.
15. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yeab. 1977. 76. Pp. 424–428.
16. Chronology and isotopic constraints on Lunar evolution / G.A.Snyder, L.E.Borg, L.E.Nyquist, L.A.Taylor // The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press. 2000. Pp. 361–395.
17. Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. 215 (5109). Pp. 1449–1451.
18. O'Neil H.S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. 1990. 25 (4). P. 395.

## Рамановская спектроскопия в изучении включений в алмазах и гранатах из россыпей и туффигов северо-востока Сибирской платформы

С.С.УГАПЬЕВА, А.Я.БИЛЛЕР, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39), С.В.ГОРЯЙНОВ (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН); 630090, г. Новосибирск, проспект акад. Коптюга, д. 3), В.И.ПОПОВ (ФГАОУ ВПО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова; 677000, г. Якутск, ул. Белинского, д. 58)

Приводятся результаты исследования методом спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) включений оливина в алмазах из россыпей р. Эбелях и апатита, рутила, кварца в гранатах из тяжелой фракции алмазоносных вулканогенно-осадочных отложений Булкурской антиклинали. Рассчитана величина остаточного давления по спектрам КР во включениях оливина в алмазах и включениях кварца в гранатах. Установлено нулевое остаточное давление во включениях оливина в россыпных алмазах и невысокие значения остаточного давления ( $P_{\text{вкл}} = 87,8\text{--}354,5$  МПа) во включениях кварца в гранатах, подтверждающие принадлежность граната-хозяина к нижнекоровым породам.

**Ключевые слова:** алмаз, гранат, включение, КР спектроскопия, россыпь, туффигов, Сибирская платформа.

Угапьева Саргылана Семеновна  
Биллер Анастасия Яковлевна  
Олейников Олег Борисович  
Горайнов Сергей Владимирович  
Попов Василий Иванович



sargylana-ugapeva@yandex.ru  
n-biller@ya.ru  
olei-oleg@yandex.ru  
svg@igm.nsc.ru  
volts@mail.ru

## Raman Spectroscopy of inclusions in diamonds and garnets from placers and tuffites of the north-eastern Siberian platform

S.S.UGAPEVA, A.YA.BILLER, O.B.OLEINIKOV, S.V.GORYAINOV, V.I.POPOV

The study results of olivine inclusions in diamonds from Ebelyakh placers and apatite, rutile, quartz inclusions in garnets from tuffites of the Bulkur anticline using Raman Spectroscopy are given. Values of residual pressure in olivine inclusions in diamonds and quartz inclusions in garnets were calculated by Raman spectra. Zero residual pressure in olivine inclusions in placer diamonds was estimated. Low values of residual pressure ( $P_{\text{incl}} = 87,8\text{--}354,5$  МПа) in quartz inclusions confirm the affinity of the host crystal to crustal garnet.

**Key words:** diamond, garnet, inclusion, Raman Spectroscopy, placer, tuffites, Siberian Platform.

На северо-востоке Сибирской платформы известна уникальная ассоциация россыпных алмазов, в которой присутствует их особая разновидность, не установленная ни в одной кимберлитовой трубке Якутии. До сих пор остается до конца невыясненной природа коренного источника этих россыпных месторождений и условия их образования в мантии. Аналогичные кристаллы алмаза обнаружены в базальном горизонте карнийского яруса в пределах Булкурской антиклинали. Слагающие его породы, по последним данным, являются туффидами возрастом 226–228 млн. лет (U-Pb метод по циркону) [2, 5].

С появлением локальных методов исследования изучение включений в минералах становится весьма важным способом в определении условий образования

минерала-хозяина. Не всегда есть возможность применить деструктивные методы исследования, вывести включение на поверхность и определить химический состав. В таких случаях очень информативным методом исследования является спектроскопия комбинационного рассеяния – рамановская спектроскопия. Помимо идентификации минеральной фазы внутри минерала-хозяина, КР спектроскопия широко применяется для оценки остаточного давления во включении [1, 3, 4, 7–13, 15].

В данной работе представлены результаты по изучению включений в глубинных минералах: алмазе и гранате, из россыпных месторождений Якутской кимберлитовой провинции методом рамановской спектроскопии с целью их идентификации внутри минерала-хозяина и оценки остаточного давления во включениях.

**Методы исследования.** Химический состав гранатов определялся на микроанализаторе Camebax-micro, химический состав включений минералов, выведенных на поверхность, проанализирован на сканирующем электронном анализаторе Jeol JSM-6480LVc энергетической приставкой INCA Energy 350 «Oxford Instruments» в отделе физико-химических методов исследования ИГАБМ СО РАН (аналитик Н.В.Христофорова).

Спектры КР регистрировались на спектрометре LabRam HR800 «Horiba Jobin Yvon» с 1024-канальным LN/CCD-детектором в Институте геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск (аналитик канд. физ.-мат. наук С.В.Горяйнов) и измерительном комплексе ИНТЕГРА СПЕКТРА (ЗАО NT-MDT, г. Зеленоград) в АИЦ СВФУ им. М.К.Аммосова, г. Якутск (аналитик канд. физ.-мат. наук В.И.Попов). На спектрометре LabRam HR800 «Horiba Jobin Yvon» исследованы образцы алмаза и граната. Спектры КР возбуждались излучением твердотельного неодимового лазера с длиной волны 532 нм и мощностью 50 мВт. Рассеянный в 180-градусной геометрии свет собирался микроскопом «Olympus» BX41. Объектив микроскопа MPLAN 50× с рабочим расстоянием WD=0,37 мм и численной апертурой 0,75 фокусировал лазерный луч до фокального пятна диаметром 2 мкм. Спектральное разрешение  $3\text{ см}^{-1}$  в стоксовой области частот около  $1300\text{ см}^{-1}$ . На измерительном комплексе ИНТЕГРА СПЕКТРА исследованы гранаты. При этом использовался объектив 100× с численной апертурой NA=0,7, КР спектры регистрировались низкошумящей CCD камерой с охлаждением до  $-70^\circ\text{C}$ . Для проведения измерений выбран режим со временем накопления сигнала в каждой точке

50 с, длиной волны возбуждающего излучения твердотельного неодимового лазера 532 нм и гелий-неонового газового лазера 632,8 нм, мощностью в пучке диаметром  $<1\text{ мкм}$  –  $\sim 3,5\text{ мВт}$  и  $\sim 3\text{ мВт}$ , соответственно. Перед каждой серией измерений проводилась калибровка прибора по спектральной линии Si  $520,7\text{ см}^{-1}$ .

**Описание образцов.** Для изучения включений методом рамановской спектроскопии отобраны образцы алмаза и граната из коллекции ИГАБМ СО РАН.

Алмазы представлены кривогранными додекаэдроидами «уральского» или «бразильского» типа I разновидности по минералогической классификации Ю.Л.Орлова [6] из россыпей р. Эбелях. Цвет алмазов – от светлого до темно-коричневого. Степень прозрачности кристаллов – от прозрачного до полупрозрачного. Размеры кристаллов алмаза по длинной оси составляют около 5 мм. Для додекаэдроидов характерна уплощенно-овальная форма. На поверхности образцов наблюдаются следы пластической деформации и корродирования, блоковая скульптура, тонкая сноповидная штриховка, гранный шов (рис. 1). В кристаллах алмаза из россыпей р. Эбелях среди включений минералов преобладают оливины. Они представлены группами, количество более крупных включений оливина в объеме одного кристалла алмаза не превышает пяти, мелкие включения распространены по всему объему. Форма включений в основном удлиненная, таблитчатая и изометричная (рис. 2). Последняя характерна для более крупных индивидов. Размеры включений варьируют от 10 до 150 мкм.

Гранаты, отобранные из тяжелой фракции  $-1...+0,5\text{ мм}$  алмазоносных вулканогенно-осадочных отложений Булкурской антиклинали, характеризуются

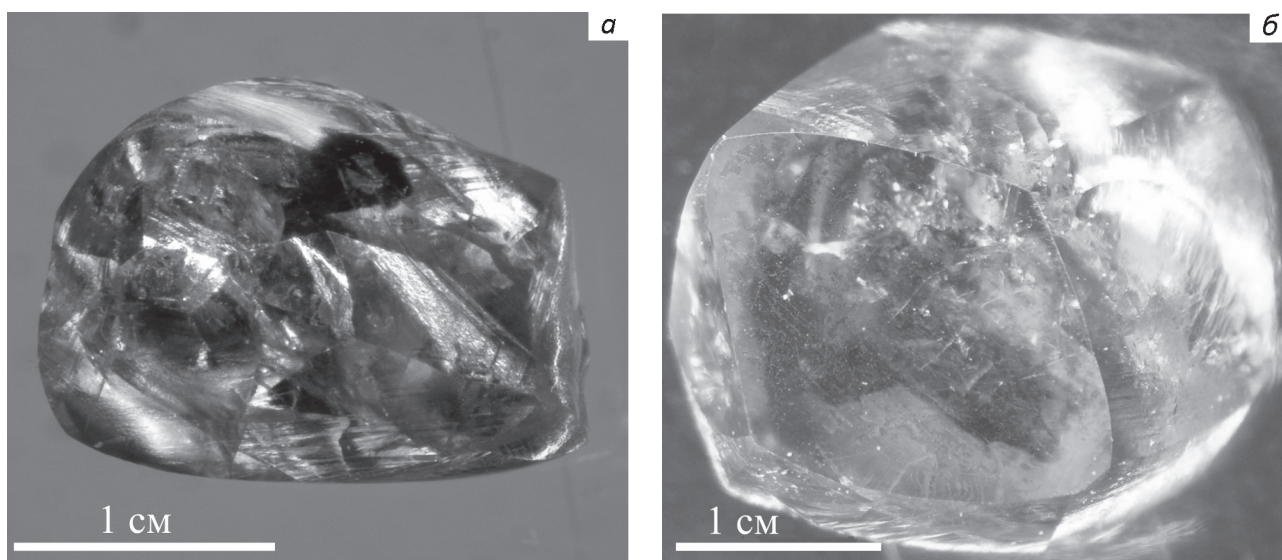


Рис. 1. Кристаллы алмаза из россыпей р. Эбелях:

а – додекаэдроид с включением оливина, на поверхности наблюдается тонкая сноповидная штриховка, обр. 6070; б – светло-коричневый ромбододекаэдроид с леденцовым рельефом на ребрах, обр. 6034



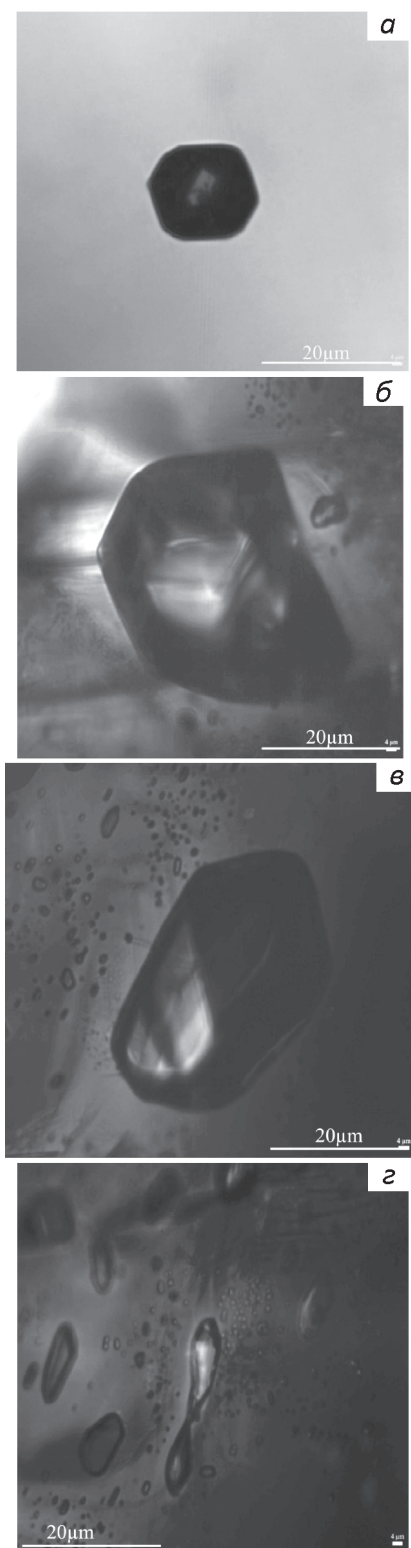


Рис. 2. Морфология включений оливина в алмазах из россыпей р. Эбеях:

а–в – изометричные включения; г – удлиненные, таблитчатые, «гантелевидные» оливины в промежуточной области додекаэдроида

пироп-альмандиновым составом и в большинстве своем относятся к гранатам из биминеральных эклогитов (зерна с высоким массовым содержанием  $\text{FeO} > 22\%$  относятся к гранатам нижнекоровых пород [14]) корового происхождения. Для исследования методом спектроскопии КР отобрано 4 зерна граната с различными типами включений: ограненные включения предположительно кварца (рис. 3, а), ориентированные включения рутила (см. рис. 3, б) и неустановленные фазы округлой и овальной формы (рис. 3, в–г). По классификационной схеме [14], 3 зерна попадают в группу гранатов нижнекоровых пород, одно зерно (№ 32) – гранат из эклогитов (см. таблицу). Аналогичные включения в других зернах граната из этой же коллекции были выведены на поверхность, и проанализирован их химический состав.

Кварц представлен ограненными или округлыми включениями, размером обычно 20–40 мкм, часто встречается в сростках с рутилом, по составу чистый, без примесных элементов в пределах чувствительности метода.

Рутил в гранате обычно встречается в виде коротко- и длиннопризматических ориентированных в структуре включений. Размер игл 20–50 мкм, толщина от 1 до 5 мкм. Выведенный на поверхность рутил обычно содержит незначительную примесь  $\text{FeO}$  (массовое содержание до 2%).

Апатит обычно овальной формы, часто встречается в сростках с рутилом, массовая доля F до 1%.

**Рамановская спектроскопия.** Спектры КР включений оливина в алмазах получены последовательно для минерала-узника, находящегося в глубине кристалла-хозяина, и затем для включения, выведенного на поверхность. Методика расчета остаточного давления во включениях приведена в работе [13].

Наиболее интенсивные полосы валентных колебаний  $\text{SiO}_4$ -групп в спектре оливина наблюдались в виде дублета с максимумами около 823 и 855  $\text{cm}^{-1}$ . Сравнительный анализ спектров КР оливина в россыпных алмазах (рис. 4) по включениям, заключенным в алмаз и затем выведенным на поверхность, показал, что сдвиги частот незначительны для каждой из полос дублета  $\Delta\nu = \pm 0,3 \text{ cm}^{-1}$  ( $\sim 822,9\text{--}823,5 \text{ cm}^{-1}$  и  $855,4\text{--}855,7 \text{ cm}^{-1}$ ) и рассчитывать давление кристаллизации алмаза в данном случае не представляется возможным. Согласно М.Дж.Кону [10], по данным изучения включения оливина в кристалле алмаза из кимберлитовой трубки Удачная следует, что значение сдвига частоты для полосы 856  $\text{cm}^{-1}$  может варьировать в пределах  $\pm 0,5 \text{ cm}^{-1}$  в поле стабильности  $P\text{--}T$  условий алмаза на фазовой диаграмме углерода. Возможно, как раз в эту область и попадаем при проведении измерений. Ранее в работах [4, 7] было показано, что в россыпных алмазах включения оливина в отличие от таковых в кимберлитовых алмазах ориентированы произвольно относительно кристалла-хозяина и предполагалось, что структурная ориентировка включений оливина в алмазах влияет на величину остаточного давления.

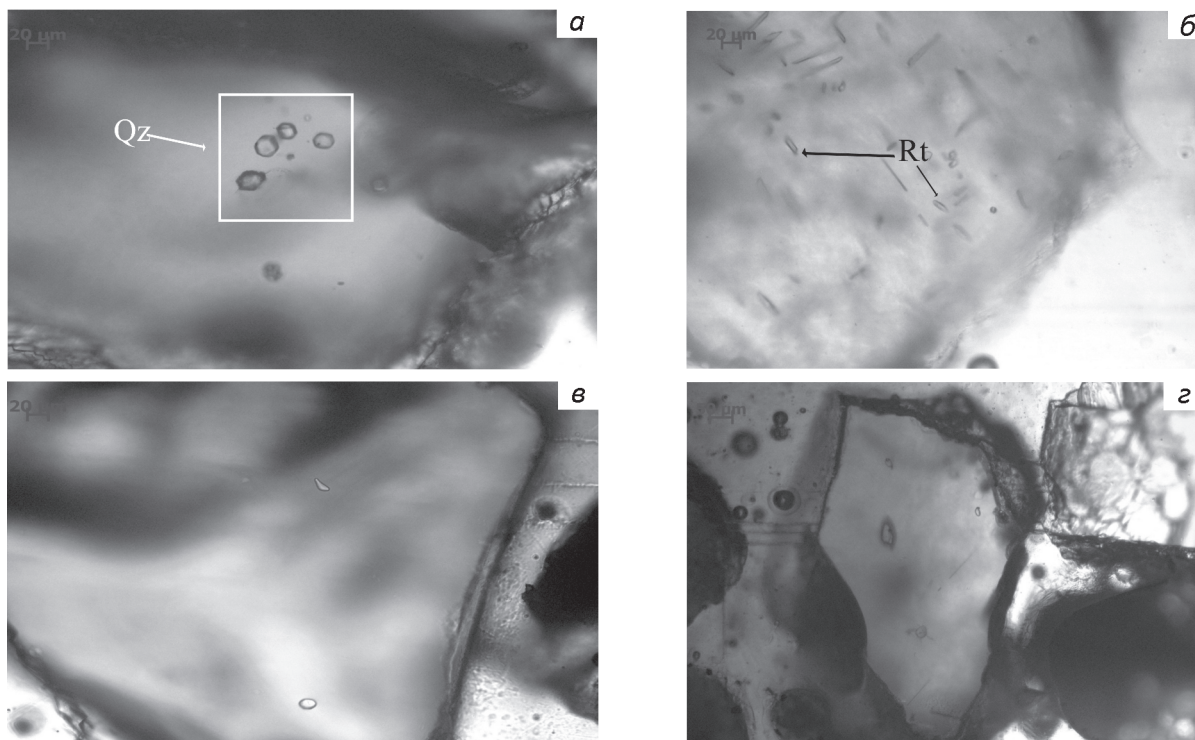


Рис. 3. Включения в гранате из туффитов Булкурской антиклинали:

а – кварц; б – рутил; в–г – неустановленные фазы округлой и овальной формы; фото в проходящем свете

Состав гранатов с включениями из алмазоносных вулканогенно-осадочных отложений Булкурской антиклинали (в массовых долях %)

| Оксиды                         | № зерен граната |       |       |       |
|--------------------------------|-----------------|-------|-------|-------|
|                                | 7               | 26    | 29    | 32    |
| SiO <sub>2</sub>               | 37,74           | 37,47 | 39,17 | 38,53 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,02            | 0,00  | 0,05  | 0,09  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 20,92           | 20,60 | 21,56 | 21,06 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,02            | 0,01  | 0,02  | 0,01  |
| FeO                            | 31,70           | 32,60 | 23,28 | 22,72 |
| MnO                            | 0,57            | 0,94  | 0,69  | 0,50  |
| MgO                            | 5,08            | 5,76  | 11,51 | 8,28  |
| CaO                            | 3,73            | 1,50  | 2,56  | 7,38  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,18            | 0,08  | 0,12  | 0,04  |
| Сумма                          | 99,98           | 98,95 | 98,97 | 98,59 |
| Пироп                          | 21,25           | 22,84 | 43,75 | 31,90 |
| Альмандин                      | 55,32           | 70,41 | 47,73 | 45,92 |
| Гроссуляр                      | 9,66            | 2,38  | 4,01  | 16,68 |

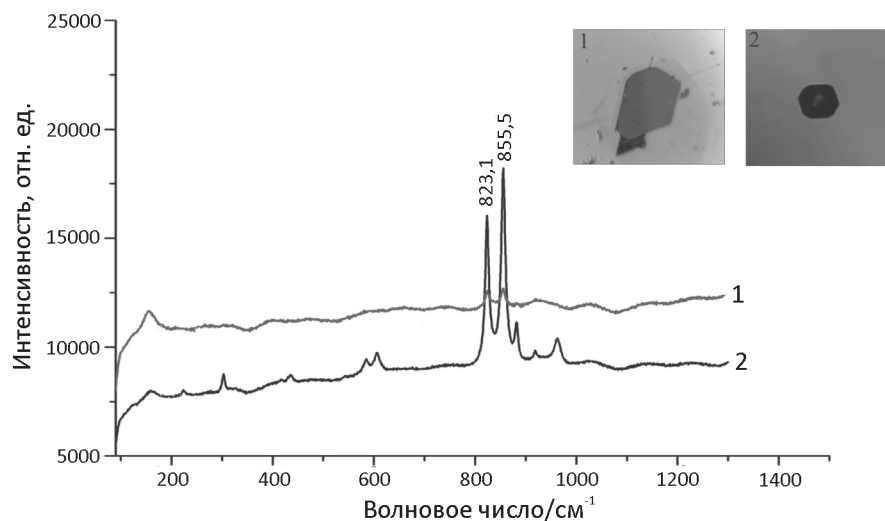


Рис. 4. Спектры КР включений и изображения оливина до (1) и после (2) выведения на поверхность

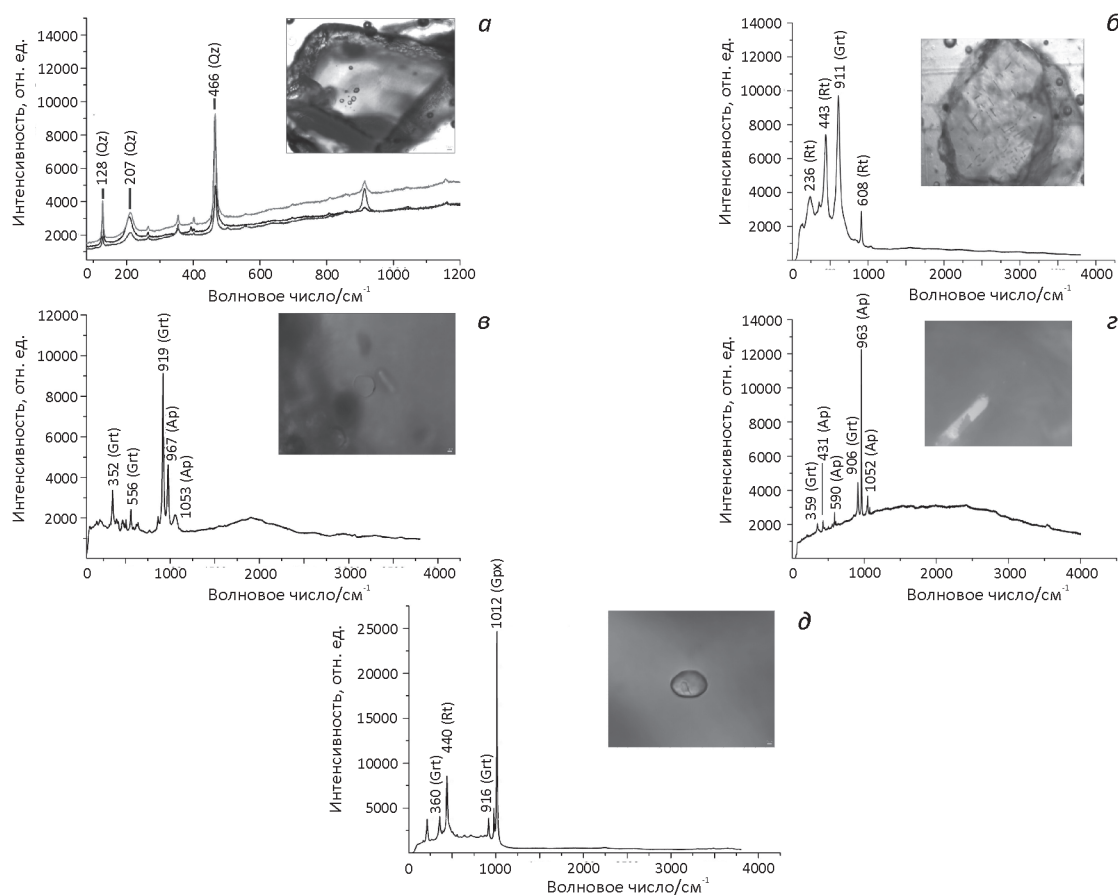


Рис. 5. Спектры КР включений и изображения кварца Qz (а), рутила Rt (б), апатита Ap (в, г) и рутил (Rt)+пироксена (Срх) (д) в гранате из туфитов Булкурской антиклинали

Не исключая данное предположение, авторы считают, что преобладание нулевого остаточного давления во включениях оливина в россыпных алмазах может быть связано с механическими воздействиями во время их эндогенной транспортировки.

*Спектры КР включений кварца в гранатах.* Методом КР спектроскопии в гранатах идентифицированы включения кварца, рутила, клинопироксена и апатита (рис. 5). Рассмотрим спектры КР включений кварца. Кварц, обладающий более высокими значениями коэффициентов теплового расширения  $\alpha$  и сжимаемости  $\beta$ , в ходе декомпрессии расширяется, а в ходе охлаждения сжимается в большей степени, чем гранат. В обоих случаях включения кварца будут подвержены избыточному давлению [1]. Методика расчета давления в момент захвата включения описана в работах [1, 10], в соответствии с которой величина  $P_{\text{вкл}}$  подставлена в формулу геобарометра:

$$P[\text{бар}] = -21\,615 + 0,85859 \times P_{\text{вкл}} + 18,309 \times T + 12\,922 \times \chi_{\text{хр}} (P_{\text{вкл}}/27T), \quad (1)$$

где  $T$  - температура захвата.

Спектры КР кварца получены в разных точках, от центра к краю включения. В объеме одного зерна граната они идентичны. Спектр кварца характеризуется наиболее интенсивными полосами 127, 206, 464  $\text{см}^{-1}$ . В четырех включениях кварца в гранате авторами зафиксирован положительный сдвиг максимумов 206  $\text{см}^{-1}$  и 464  $\text{см}^{-1}$ :  $\Delta\nu_{206} = 1,6\text{--}3,2 \text{ см}^{-1}$ ;  $\Delta\nu_{464} = 0,8\text{--}3,1 \text{ см}^{-1}$  (см. рис. 5, а). Наибольшие сдвиги  $\Delta\nu_{206}$ ,  $\Delta\nu_{464}$  наблюдались во включениях кварца, расположенных в центре зерна граната. Избыточное давление во включениях кварца рассчитывалось по калибровочной зависимости [9] по  $\Delta\nu_{464}$ :

$$P_{\text{вкл}}[\text{бар}] = 4,204 \times \Delta\nu^2 + 1094,5 \times \Delta\nu. \quad (2)$$

Для значений  $\Delta\nu_{464}$  в интервале 0,8–3,1  $\text{см}^{-1}$  полученные величины давления  $P_{\text{вкл}} = 87,8\text{--}354,5 \text{ МПа}$ . Подставляя полученные значения в формулу (1) и принимая за модельную температуру кристаллизации граната 550°C и 650°C, получим интервал давлений в момент захвата включений кварца 290–850 МПа.

В заключение отметим. Нет сомнения в том, что алмазы из россыпей также кристаллизовались при высоких  $P$ – $T$  параметрах, однако, нулевое остаточное давление во включениях оливина на данном этапе работы не представляется возможным объяснить. Предполагается, что это связано с ранее установленным характером структурной ориентировки включений оливина в изученных кристаллах алмаза [4, 7] или «разгрузка» включений оливина произошла в результате механических воздействий во время эндогенной транспортировки алмаза.

Невысокие значения остаточного давления во включениях кварца в гранатах подтверждают принадлежность граната-хозяина к неглубинному парагенезису (массовое содержание FeO в этом зерне составляет 31,7%).

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-35-00383\_мол\_а), частично по проекту НИР ИГАБМ СО РАН 0381-2014-0004.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гульбин Ю.Л., Васильев Е.А. Использование рамановской спектроскопии включений в гранате для оценки давления при метаморфизме // Мат-лы XII Съезда Российского минералогического общества «Минералогия во всем пространстве сего слова». – С-Пб, 2015. С. 199–201.
2. Новый тип коренных источников алмазов Якутии / С.А.Граханов, А.П.Смелов, К.Н.Егоров и др. // Наука и образование. 2013. № 4. С. 12–18.
3. Определение глубины образования алмаза методом спектроскопии КР: разработка и приложение метода / Х.Каги, Ш.Одаке, С.Фукура, Д.А.Зедгенизов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1524–1529.
4. Сравнительная характеристика алмазов с включениями оливина из россыпи Эбелях и кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции / С.С.Угайева, А.Д.Павлушин, С.В.Горайнов и др. // ДАН. 2016. Т. 468. № 1. С. 75–80.
5. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы / С.А.Граханов, А.П.Смелов, К.Н.Егоров, Ю.К.Голубев // Отечественная геология. 2010. №5. С. 3–12.
6. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Изд-во Наука, 1973.
7. Угайева С.С., Павлушин А.Д., Горайнов С.В. Типоморфные характеристики кристаллов алмаза с включениями оливина из россыпи Эбелях и кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции // Наука и образование. 2015. № 2 (78). С. 28–34.
8. Fossilized high pressure from the Earth's deep interior: The coesite-in-diamond barometer / N.V.Sobolev, B.A.Fursenko, S.V.Goryainov et al. // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2000. Vol. 97. № 22. Pp. 11875–11879.
9. Geothermobarometric history of subduction recorded by quartz inclusions in garnet / K.T.Ashley, M.J.Caddick, M.J.Steele-MacInnis et al. // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2014. № 15. Pp. 350–360, doi: 10.1002/2013GC005106.
10. Kohn M.J. «Thermobar-Raman-try»: Calibration of spectroscopic barometers and thermometers for mineral inclusions // Earth and Planetary Science Letters. 2014. № 388. Pp. 187–196.
11. Mouri T., Enami M. Raman spectroscopic study of olivine-group minerals // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2008. Vol. 103. Pp. 100–104.
12. Israeli E.S., Harris J.W., Navon O. Raman barometry of diamond formation // Earth and Planetary Science Letters. 1999. Vol. 173. Pp. 351–360.
13. Raman investigation of hydrostatic and nonhydrostatic compressions of OH- and F-apophyllites up to 8 GPa / S.V.Goryainov, A.S.Krylov, Yu.Pan // Journal of Raman Spectroscopy. 2012. 43. Pp. 439–447.
14. Schulze D.J. The significance of eclogite and Cr-poor megacryst garnets in diamond exploration // Exploration and Mining Geology. 1997. Vol. 6. Pp. 34–366.
15. Simultaneous determination of Mg# and residual pressure in olivine using micro-Raman spectroscopy / T.Yasuzuka, H.Ishibashi, M.Arakawa et al. // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2009. 104. Pp. 395–400.



## Петрология даек Джахтардахского вулканогенного поля и их взаимосвязь с оруденением

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

Рассматривается специфика составов мел-палеогеновых даек Джахтардахского вулканогенного поля и гранитов с ассоциированным касситерит-силикатным оруденением. Показано, что дайки принадлежат к единой шошонит-латит-трахириолитовой формации, характеризуются максимальными концентрациями рудных элементов (Bi, Sb, As, Ag, W, менее Sn) и обогащены F и B. Граниты несут кларковые количества Sn и несколько повышенные – W, Au, Bi, Sb и Ag. Основной привнос металлов происходил при грейзенизации, которая накладывается и на граниты, и на дайки, и существенно оторвана по времени от становления самих гранитов. Сделан вывод о том, что производные обогащенного летучими щелочно-базальтоидного расплава, сформировавшие дайки, являлись дополнительными источниками ведущих рудных элементов, а также были способны активизировать потенциальные возможности остаточных расплавов гранитной магмы.

**Ключевые слова:** субщелочные дайки, граниты, субстраты магмогенерации, геохимическая специализация, месторождение, олово, золото.

Трунилина Вера Аркадьевна  
Роев Сергей Прокопьевич



v.a.trunilina@diamond.ysn.ru  
s.p.roev@diamond.ysn.ru

## Petrology of dikes of the Dzhakhtardakh volcanogenic field and their relationship to mineralization

V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV

The paper discusses specific compositions of the Cretaceous-Paleogene dikes in the Dzhakhtardakh volcanogenic field and granites with associated cassiterite-silicate mineralization. It is shown that the dikes belong to the single shoshonite-latite-trachyrhyolite formation. They contain maximum concentrations of ore elements (Bi, Sb, As, Ag, W, and lesser Sn) and are rich in F and B. The granites show clarkite Sn values and somewhat higher contents of W, Au, Bi, Sb and Ag. The metals were mainly supplied during greisenization, which was superposed both on the granites and the dikes, i.e., it was significantly separated in time from the emplacement of the granites. It may be concluded that derivatives of the volatile-rich differentiating alkali-basaltoid melt, which formed the dikes, were an additional source of major ore elements and were also capable of activating potentialities of the residual melts of granitic magma.

**Key words:** subalkaline dikes, granites, magma-generating substrata, geochemical specialization, deposit, tin, gold.

Вопросы связи магматизма и оруденения не теряют своей актуальности, поскольку их решение позволяет целенаправленно проводить поисково-оценочные работы. Одним из наиболее дискутируемых вопросов остается соотношение даек, гранитоидного магматизма и ассоциированного оруденения [4, 7–8, 10 и др.]. В статье эти вопросы рассматриваются на примере Джахтардахского вулканогенного поля северо-востока Верхояно-Колымской орогенной области, где в узле со вмещения гранитоидного массива и даек локализовано одноименное касситерит-силикатное месторождение.

В пределах рассматриваемой территории развита триасово-юрская терригенная толща, несогласно пе-

рекрытая баррем-аптскими вулканогенно-терригенными образованиями и интродуцированная гранитоидными массивами и многочисленными дайками и экзрузиями [6]. В составе последних установлены *трахибазальты, трахидолериты, трахиандезибазальты, субщелочные габбро-диабазы, лампрофиды (керсантиты), монзониты, сиениты, латиты, кварцевые латиты, трахиандезиты, трахириолиты и щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры* [20] (рис. 1). Для всех пород характерна пироксен-биотитовая ассоциация вкрапленников. Пироксен имеет состав авгита и диопсид-авгита, причем наиболее магнезиальные разности с  $f=11-22\%$  встречаются и в основных, и в кремнекислых породах.

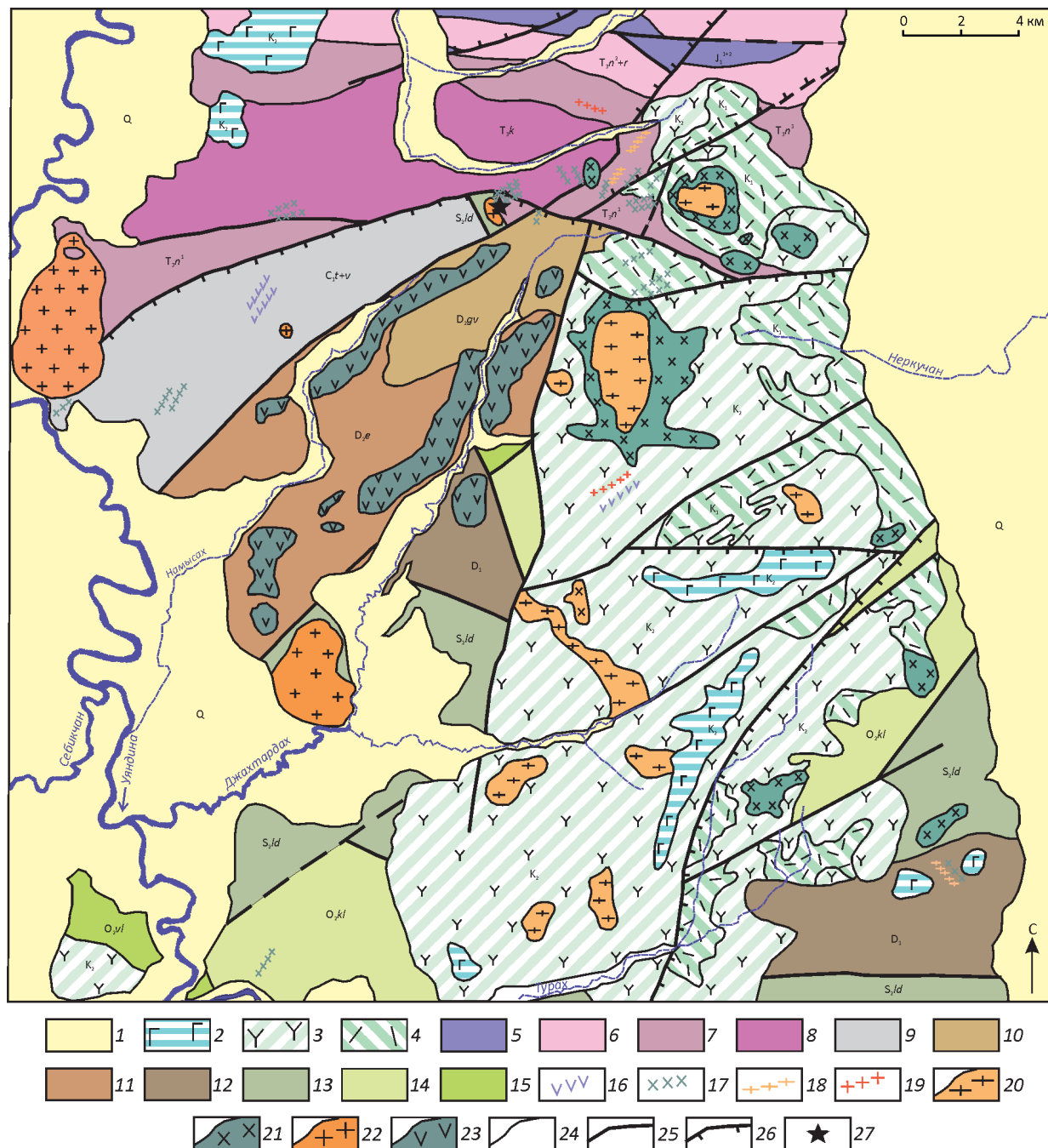


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Джаятардахского вулканогенного поля. По материалам А.В.Дорофеева, 1980 и Ю.С.Орлова, 1988:

1 – четвертичные отложения; 2 – трахибазальты и трахиандезибазальты,  $K_2$ ; 3 – трахиандезиты, латиты,  $K_2$ ; 4 – трахириолиты, дациты, их туфы, алевролиты,  $K_1$ ; 5 – аргиллиты и алевролиты,  $J_1^{1+2}$ ; 6 – песчаники, алевролиты и аргиллиты,  $T_3n^2+r$ ; 7 – песчаники с пластами алевролитов и аргиллитов и прослоями известняков,  $T_3n^1$ ; 8 – аргиллиты с пластами алевролитов и песчаники,  $T_3k$ ; 9 – аргиллиты, алевролиты, песчаники,  $C_1t+v$ ; 10 – известняки, алевролиты, известково-глинистые сланцы,  $D_2gv$ ; 11 – известняки с пластами песчаников и известково-глинистых сланцев,  $D_2e$ ; 12 – известняки с прослоями известково-глинистых сланцев,  $D_1$ ; 13 – мраморизованные известняки, доломиты и сланцы,  $S_2ld$ ; 14 – глинистые известняки,  $O_2kl$ ; 15 – сланцы и мергели,  $O_2vl$ ; дайки: 16 – трахибазальты, трахиандезибазальты, долериты, 17 – трахиандезиты, латиты, монзонит-порфиры, 18 – щелочные базальты, трахириолиты, риолит- и гранит-порфиры; массивы: 19 – сиениты и кварцевые сиениты, 20 – граниты, 21 – монзониты, 22 – граниты, 23 – габбро и габбро-диабазы; 24 – геологические границы; 25 – тектонические контакты; 26 – то же, с указанием направления падения; 27 – Джаятардахское оловорудное месторождение

Биотит – магнезиальный, кристаллизовался при высоком потенциале  $O_2$ ,  $H_2O$  и Cl и низком – F, по соотношениям F/OH–Mg/Fe сопоставим с биотитами мантийных и корово-мантийных образований [12]. Из амфиболов наиболее распространена магнезиальная роговая обманка. Во всех породах присутствуют обогащенные REE (в сумме до 2%) Cl- и F-апатиты, ильменит, магнетит, циркон с повышенным содержанием  $Y_2O_3$  (до 0,88%). Сульфиды представлены арсенопиритом, пирротином, пиритом, антимонитом и галенитом. В экзоконтактах даек и экструзий вмещающие породы рассеяны кварцевыми, карбонатными, кварц-карбонатными жилами с сульфидами. Несмотря на интенсивное постмагматическое преобразование пород с появлением в них рассеянной турмалиновой и сульфидной вкрапленности, оруденения, достоверно связанного с ними, пока не установлено.

В северной части вулканогенного поля известны выходы *грейзенизированных гранитов*, к эндо- и экзоконтактовым зонам которых приурочено Джахтардахское оловорудное месторождение касситерит-силикатной формации с сопутствующим золотом. Б.Л.Флеров [21], хотя и принимает дорудный возраст локализованных в пределах рудно-магматического узла даек монцит-порфиров и лампрофиров и пространственный контроль ими части рудных тел, делает вывод об отсутствии генетической связи между ними и оловянным оруденением, считая, что последнее генерируется производными глубинного гранитоидного очага.

Выход гранитов рудного поля, по данным геофизических работ, представляет собой апикальный выступ крупного штокообразного тела. Его эндо- и экзоконтактовые зоны рассечены субширотными дайками трахириолит-порфиров, монцитит-порфиров и лампрофиров, синхронными вулканитам верхов джахтардахской толщи. Граниты центральной части выхода массивные, среднезернистые, сложены (в %): кварцем – 20, олигоклазом и олигоклаз-альбитом – 17, калиевым полевым шпатом – 54, биотитом – 7, каолинитом – 2. Биотит умеренно железистый ( $f=54,5–58\%$ ), глиноземистый ( $al^*=23,3–26,2\%$ ), с повышенным содержанием F (1–1,3%) и более низким – Cl (0,16–0,34%). Кристаллизуется при  $T\ 770–780^\circ C$ , в условиях невысокой активности кислорода и низкой –  $H_2O$ , Cl и F;  $-\log f\ O_2=15,2–15,6$ ;  $\log f\ H_2O=0,9–1,97$ ;  $\log f\ HCl=0,48–1,31$ ;  $-\log f\ HF=1,22–2,37$ , то есть соответствует биотитам нерудоносных систем [19]. Микроклин образует ксеноморфные зерна в интерстициях зерен плагиоклаза и биотита и крупные порфирообразные, интенсивно альбитизированы до преобразования в шахматный альбит.

В краевой части выхода граниты гломеропорфировые, мелкозернистые, со сростками выделений альбита (2–9% *an*) и грубопертитового, иногда решетчатого микроклина и изометричными выделениями кварца. Все минералы вкрапленников дают взаимные включения

друг в друге, что говорит об эвтектоидности расплава. Породы интенсивно изменены, их средний состав (в %): кварц – 29,2, плагиоклаз – 11, калишпат – 32,1, мусковит – 10,3, каолинит – 17,4. Каолинит и мусковит развиты преимущественно по выделениям плагиоклаза и по основной массе, приобретающей микролепидогранобластовую структуру. Граниты, вмещающие их вулканогенно-терригенные породы и дайки в экзо- и эндоконтактах гранитного массива преобразованы в турмалин-мусковит-кварцевые грейзены или в серицит-каолинит-карбонатный агрегат.

В акцессорной фракции гранитов установлены: F-апатит (F 3,2% и Cl 0,01%); ильменит с низкими содержаниями MnO 1–2,8% и MgO 0,2–1,1%, циркон и пирит. В грейзенизированных разностях к ним присоединяются арсенопирит, вольфрамит, шеелит, молибденит, касситерит, топаз, флюорит. Пирит обладает повышенными концентрациями (в %): Bi до 0,4, W до 0,06, Sn до 0,1. Арсенопирит грейзенов содержит (в %): Ag до 0,08; Sb до 0,11; Bi до 0,2; W до 0,06 и Sn до 0,05.

На классификационной диаграмме (рис. 2) точки составов даек и экструзивных тел дают единый тренд от трахибазальтов и трахиандезибазальтов до трахириолитов с закономерным ростом индекса дифференциации в этом направлении от 43 до 87%, что вместе с общностью типоморфизма минералов подтверждает приуроченность их к единой магматической формации. Небольшое количество фигуративных точек в полях трахибазальтов, трахидацитов и трахириолитов на классификационной диаграмме объясняется интенсивным изменением пород этого состава, а не отсутствием таковых среди даек (на диаграмму нанесены точки составов наименее измененных разностей). По соотношениям  $SiO_2-K_2O$  все породы принадлежат к шошонитовой серии (рис. 3), а на диаграмме магматических серий Л.С.Бородина точки их составов располагаются между латитовым и трахитовым эволюционными трендами (рис. 4). По соотношениям  $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)$  основные породы относятся к базальтоидам латитового ряда [3]. Наиболее основные из них по содержанию щелочей и отсутствию оливина и фельдшпатоидов определяются как шошониты, а менее распространенные оливин-нормативные разности – как субщелочные оливиновые базальты (трахибазальты). Основные и средние породы обогащены фтором и фосфором (табл. 1). В кислых породах содержание фтора заметно снижается в связи с существенным уменьшением количества биотита. Отсутствие фельдшпатоидов, низкая концентрация титана и преобладание биотита среди темнокрасных минералов отличает рассматриваемую ассоциацию от типовых серий рифтовых структур. Обычно такие сложные вулканоплутонические образования характеризуют поздние стадии развития активных континентальных окраин [2].

Состав материнских расплавов для даек основного состава соответствует субщелочному базальту.

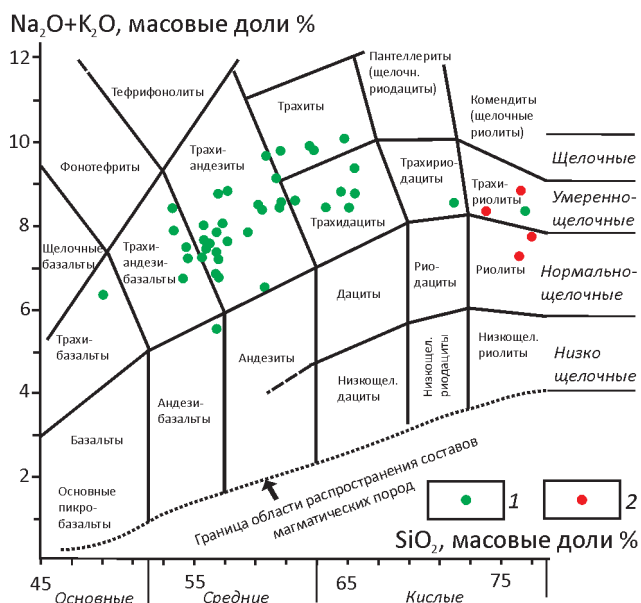


Рис. 2. Классификационная диаграмма для пород даек и гранитов Джахтардахского вулканогенного поля:

1 – породы даек; 2 – граниты; поля диаграммы по работе [14]

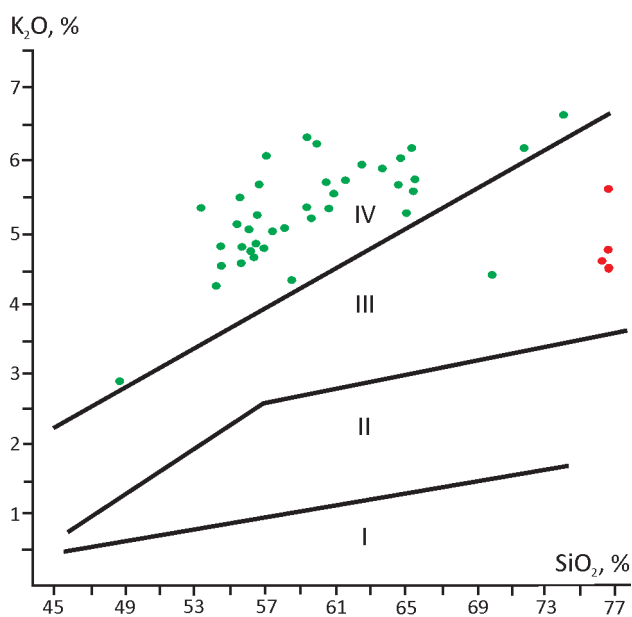


Рис. 3. Соотношение  $K_2O-SiO_2$  в породах даек и гранитах Джахтардахского вулканогенного поля:

поля диаграммы, магматические серии по работе [27]: I – низкокальциевая толеитовая, II – среднекальциевая известково-щелочная, III – высококальциевая известково-щелочная, IV – шоссонитовая; см. услов. обозн. к рис. 2

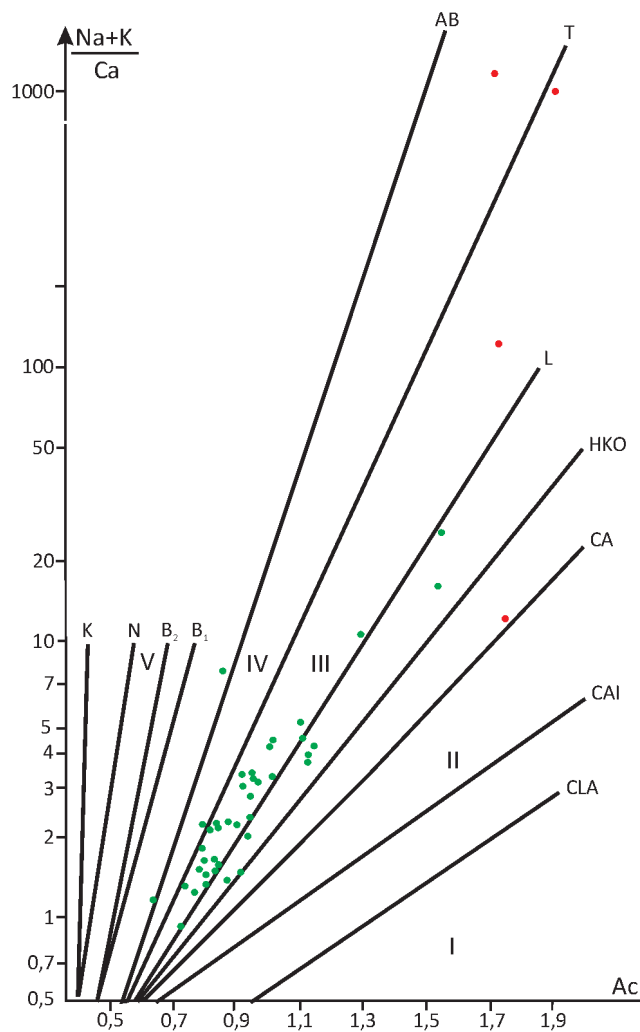


Рис. 4. Магматические серии пород даек и гранитов Джахтардахского вулканогенного поля:

главные эволюционные тренды [2]: K – кимберлитовый, N – нефелинитовый,  $B_2$  – нефелин-базанитовый,  $B_1$  – базанитовый, AB – щелочно-базальтовый, T – трахитовый, L – латитовый, НКО – высококальциевый известково-щелочной позднеорогенный, CA – главный известково-щелочной, CAI – известковый низкощелочной островодужный, CLA – толеитовый океанический, Ac – активность катионов; I–V – поля щелочности; см. услов. обозн. к рис. 2

Расчетные значения уровня зарождения магмы и температуры исходного расплава определены в  $1200^\circ C$  и в 1,5–1,8 ГПа по работам [9, 13], а температура начала его кристаллизации по работе [22] – в  $1130-1140^\circ C$ . Соотношения в них  $La/Yb$  (24–35) и  $Yb$  (2,2–0,9) указывают на генерацию магматического очага в пределах метасоматически обогащенных лерцолитов [23], а соотношения  $(Ce/Sm)_N$  (0,3–0,81) и  $Sm_N$  (11,6–49,1) – на фракционное 2–5% плавление протолита [26]. Для кремнекислых пород давление на уровне магмогенерации оценено в 0,8–0,9 ГПа [1], температура расплава – в  $1040-950^\circ C$  [24].



1. Представительные химические анализы составов даек и гранитов Джахтардакского вулканогенного поля

| Образцы | 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> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> | F    | Li <sub>2</sub> O | Rb <sub>2</sub> O | Cs <sub>2</sub> O | S       | Сумма  |
|---------|----------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|------|-------------------|-------------------|-------------------|---------|--------|
| O56/3   | Трахидолерит                     | 50,41            | 1,23             | 19,39                          | 8,16                           | 1,12 | 0,13 | 0,69 | 5,22 | 2,91              | 5,10             | 0,66                          | 2,92            | 1,46                          | 2,21                          | 0,17 | 0,005             | 0,018             | 0,001             | Не обн. | 100,33 |
| B54/5   | Трахиандезит-базальт             | 51,95            | 1,19             | 15,06                          | 3,08                           | 4,86 | 0,14 | 4,66 | 7,77 | 2,31              | 4,66             | 0,61                          | 2,69            | 0,30                          | 1,02                          | 0,18 | 0,006             | 0,026             | 0,002             | Не обн. | 100,19 |
| U221/9  | Трахидолерит                     | 52,59            | 1,21             | 16,15                          | 1,40                           | 6,29 | 0,12 | 4,46 | 6,81 | 2,46              | 4,36             | 0,55                          | 2,42            | 0,24                          | 0,79                          | 0,19 | 0,006             | 0,020             | 0,001             | Не обн. | 99,83  |
| O284/4a | Лампрофир                        | 53,32            | 0,94             | 12,79                          | 1,58                           | 5,17 | 0,12 | 7,00 | 6,30 | 1,96              | 4,82             | 0,63                          | 2,29            | 0,27                          | 2,43                          | 0,18 | 0,004             | 0,025             | 0,002             | 0,01    | 99,53  |
| B56/6   | Трахиандезит                     | 53,46            | 1,11             | 16,08                          | 4,22                           | 3,36 | 0,16 | 4,95 | 6,77 | 2,32              | 4,69             | 0,50                          | 1,29            | 1,02                          | 0,97                          | 0,15 | 0,007             | 0,025             | 0,003             | Не обн. | 100,03 |
| O64/2   | Латит                            | 53,53            | 0,97             | 15,9                           | 3,41                           | 3,81 | 0,32 | 4,04 | 6,64 | 2,34              | 5,37             | 0,71                          | 1,82            | 0,49                          | 0,88                          | 0,37 | 0,005             | 0,026             | 0,002             | Не обн. | 100,64 |
| P2324/4 | Латит                            | 53,57            | 1,15             | 14,94                          | 3,22                           | 4,67 | 0,10 | 4,68 | 6,55 | 2,62              | 4,69             | 0,32                          | 1,76            | 0,47                          | 1,41                          | 0,15 | 0,008             | 0,025             | 0,002             | Не обн. | 99,86  |
| O56/2   | Трахиандезит                     | 54,74            | 1,13             | 16,29                          | 2,10                           | 5,66 | 0,06 | 3,58 | 6,30 | 2,41              | 4,69             | 0,52                          | 1,43            | 0,42                          | 0,77                          | 0,22 | 0,007             | 0,024             | 0,005             | Не обн. | 99,94  |
| T664/3  | Монзонит                         | 55,51            | 1,09             | 15,49                          | 1,23                           | 6,12 | 0,15 | 5,22 | 6,14 | 2,11              | 4,61             | 0,44                          | Не обн.         | 0,48                          | 1,12                          | 0,14 | 0,009             | 0,015             | 0,000             | Не обн. | 99,37  |
| O82/1   | Латит                            | 55,52            | 1,16             | 17,51                          | 5,37                           | 1,01 | 0,09 | 2,49 | 5,50 | 2,83              | 5,88             | 0,56                          | 1,24            | 1,01                          | 0,49                          | 0,21 | 0,008             | 0,030             | 0,001             | Не обн. | 99,90  |
| O285/1  | Трахиандезит                     | 56,06            | 1,05             | 15,47                          | 1,15                           | 6,54 | 0,12 | 4,37 | 6,02 | 2,82              | 4,72             | 0,62                          | 0,10            | 0,12                          | 1,41                          | 0,29 | 0,008             | 0,020             | 0,001             | 0,01    | 99,35  |
| O284/6  | Латит                            | 56,26            | 1,10             | 15,88                          | 1,34                           | 5,96 | 0,12 | 4,48 | 5,46 | 2,94              | 4,96             | 0,57                          | 0,10            | 0,25                          | 2,00                          | 0,19 | 0,015             | 0,026             | 0,002             | 0,01    | 99,39  |
| O86/4   | Трахит                           | 58,09            | 0,93             | 17,64                          | 4,30                           | 1,82 | 0,37 | 0,58 | 3,91 | 3,19              | 6,10             | 0,46                          | 2,05            | 0,53                          | 0,77                          | 0,17 | 0,005             | 0,034             | Не обн.           | Не обн. | 100,25 |
| O65/4   | Трахидазит                       | 58,40            | 0,89             | 17,28                          | 2,96                           | 3,04 | 0,12 | 1,06 | 4,07 | 3,20              | 5,62             | 0,42                          | 2,12            | 0,43                          | 0,73                          | 0,17 | 0,002             | 0,033             | 0,002             | Не обн. | 100,07 |
| K45/2   | Кварцевый латит                  | 62,44            | 0,70             | 16,38                          | 1,67                           | 3,01 | 0,07 | 0,92 | 3,18 | 2,94              | 5,58             | 0,22                          | 1,64            | 0,40                          | 0,20                          | 0,18 | 0,005             | 0,030             | 0,001             | Не обн. | 99,03  |
| P2329/2 | Трахит                           | 63,28            | 0,84             | 16,18                          | 3,72                           | 1,30 | 0,04 | 0,68 | 2,68 | 2,68              | 7,21             | 0,28                          | Не обн.         | 0,48                          | 1,25                          | 0,20 | 0,006             | 0,031             | Не обн.           | Не обн. | 100,27 |
| O292/4  | Монзонит-порфир                  | 63,6             | 0,89             | 14,25                          | 0,77                           | 4,53 | 0,08 | 2,38 | 2,94 | 2,92              | 5,27             | 0,20                          | Не обн.         | Не опр.                       | 1,30                          | 0,21 | 0,014             | 0,028             | 0,003             | 0,01    | 99,44  |
| P2326/1 | Трахидазит                       | 64,09            | 0,77             | 17,25                          | 2,03                           | 2,05 | 0,13 | 0,92 | 1,73 | 3,14              | 6,13             | 0,29                          | 0,82            | 0,74                          | 1,50                          | 0,18 | 0,002             | 0,033             | 0,001             | Не обн. | 101,03 |
| O296/1  | Трахиродацит                     | 68,94            | 0,15             | 15,20                          | 1,77                           | 1,04 | 0,04 | 0,38 | 0,70 | 2,26              | 5,90             | 0,09                          | 0,10            | 0,80                          | 3,57                          | 0,07 | 0,006             | 0,036             | 0,001             | 0,01    | 100,23 |
| O63/2   | Грейзенизированный трахириодацит | 70,02            | 1,14             | 15,47                          | 4,46                           | 0,69 | 0,07 | 0,14 | 0,50 | 0,04              | 0,17             | 0,64                          | 5,00            | 0,31                          | 2,00                          | 0,12 | 0,015             | 0,001             | 0,001             | Не обн. | 100,48 |
| И-346   | Гранит                           | 72,21            | 0,29             | 14,64                          | 2,10                           | 0,70 | 0,01 | 0,55 | 1,04 | 3,41              | 4,21             | 0,10                          | 0,20            | 0,30                          | 1,01                          | 0,03 | 0,010             | 0,006             | 0,008             | Не обн. | 100,82 |
| K-37/1  | Гранит-порфир                    | 74,60            | 0,09             | 12,80                          | 0,48                           | 0,83 | 0,02 | 0,50 | 0,70 | 2,92              | 4,41             | 0,06                          | Не обн.         | Не опр.                       | 1,66                          | 0,06 | 0,005             | 0,016             | 0,001             | Не обн. | 99,13  |
| O86/2   | Гранит                           | 75,26            | 0,04             | 13,99                          | 0,00                           | 1,40 | 0,30 | 0,14 | 0,00 | 3,70              | 4,53             | 0,09                          | 0,72            | 0,31                          | 0,38                          | 0,09 | 0,007             | 0,025             | 0,001             | Не опр. | 100,98 |
| B50/11  | Грейзен                          | 76,69            | 0,96             | 13,54                          | 0,32                           | 0,58 | 0,03 | 0,11 | 0,00 | 0,12              | 0,13             | 0,27                          | 5,32            | 0,96                          | 2,16                          | 0,05 | 0,005             | 0,002             | 0,001             | Не опр. | 100,29 |

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии алмаза и благородных металлов; аналитики Д.А.Кулагина и М.А.Слепцова.

## 2. Средние содержания элементов-примесей в породах даек и гранитах Джагтардского вулканогенного поля

| Порода                                      | n  | F    | B   | Li  | Rb   | Sr   | Ba   | Mo  | Sn   | W   | Pb   | Sb   | As   | Ag   | Au   | Cu   | Zn   | IP    |
|---------------------------------------------|----|------|-----|-----|------|------|------|-----|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Трахидолериты, трахибазальты,               | 52 | 0,19 | 28  | 33  | 190  | 1160 | 2246 | 3,8 | 2,6  | 4,7 | 0,53 | 26   | 16   | 14   | 0,22 | 2,7  | 52   | 87    |
| Трахиандезибазальты                         |    | 4,8  | 5,6 | 2,2 | 5,1  | -2,5 | -7,7 | 2,8 | 0,85 | 6   | 76   | 4,5  | 47   | 7    | 2    | 0,8  | 0,6  | 159   |
| Лампрофиры                                  | 4  | 0,37 | 21  | 70  | 185  | 560  | 2100 | 2,5 | 5,3  | 5   | 2    | 24   | 9    | 12   | 0,3  | 8,8  | 52   | 155   |
|                                             |    | 9,2  | 4   | 4,7 | 5    | -1,2 | -7,2 | 1,8 | 1,3  | 6,3 | 296  | 4    | 26,5 | 6    | 2,7  | 3,5  | 0,6  | 364,5 |
| Латиты, кварцевые латиты                    | 30 | 0,17 | 26  | 35  | 232  | 841  | 1455 | 3,2 | 2,6  | 4   | 0,52 | 19   | 1,4  | 19,5 | 0,28 | 5    | 122  | 169   |
|                                             |    | 3,2  | 2,2 | 1,2 | 2,8  | -2   | -3,6 | 3,2 | 2,2  | 3,7 | 58   | 1,7  | 6,7  | 8    | 3,1  | 2    | 2,8  | 66    |
| Трахиты, трахидациты                        | 12 | 0,15 | 42  | 44  | 306  | 660  | 1975 | 3,9 | 3,5  | 5,2 | 0,56 | 26   | 4,7  | 34   | 0,22 | 1,3  | 46   | 100   |
|                                             |    | 3    | 3,4 | 1,7 | 2,5  | 1,5  | 3,5  | 3,9 | 2    | 3,2 | 56   | 1,8  | 23,5 | 19   | 3,9  | 0,4  | 1,6  | 80    |
| Риолиты, трахириолиты                       | 40 | 0,1  | 32  | 28  | 2975 | 340  | 1346 | 4,4 | 3,1  | 4,9 | 0,66 | 27   | 4,1  | 21   | 0,24 | 3    | 36   | 138   |
|                                             |    | 1,2  | 2,6 | 0,8 | 1,6  | -2,3 | -1,8 | 3   | 1    | 2,2 | 66   | 1,4  | 20,5 | 13   | 6,3  | 1,1  | 3,6  | 83    |
| Моноцит-порфиры                             | 14 | 0,14 | 33  | 54  | 213  | 401  | 1650 | 3,2 | 3,4  | 4,4 | 0,68 | 20   | 2,7  | 23   | 0,34 | 1,7  | 49   | 120   |
|                                             |    | 2,5  | 2,5 | 2,1 | 1,7  | 1    | -3   | 3,2 | 1,8  | 2,8 | 68   | 1,3  | 13,5 | 12,8 | 6,1  | -0,9 | 1,1  | 66    |
| То же, хлоритизированные                    | 13 | 0,18 | 31  | 74  | 179  | 950  | 1600 | 4,4 | 4,2  | 3   | 0,5  | 24   | 1,7  | 70   | 0,21 | 3,3  | 49   | 129   |
|                                             |    | 3,2  | 2,5 | 2,9 | 1,5  | -2   | -3   | 4,4 | 2,2  | 2   | 50   | 1,6  | 85   | 38,9 | 3,8  | 1,2  | 1,1  | 132   |
| То же, пропилитизированные                  | 12 | 0,15 | 30  | 49  | 296  | 633  | 1700 | 3,5 | 3,5  | 4,7 | 0,58 | 27   | 0,9  | 16,7 | 0,19 | 1,5  | 47   | 130   |
|                                             |    | 2,7  | 2,5 | 1,8 | 2,5  | -1,5 | -3   | 3,5 | 1,8  | 2,9 | 58   | 1,8  | 45   | 9,3  | 3,2  | 0,5  | 1,1  | 100   |
| Сиениты                                     | 6  | 0,16 | 21  | 50  | 252  | 480  | 1500 | 2,7 | 7    | 6,7 | 0,67 | 40   | 0,7  | 388  | 0,63 | 5,7  | 68   | 170   |
|                                             |    | 1,3  | 2,3 | 1,8 | 2,3  | -2,8 | -1   | 2,5 | 2,3  | 5,1 | 67   | 3,3  | -3,1 | 2,8  | 1,2  | 2,1  | 13,6 | 66    |
| Щелочнополевошпатовые гранит-порфиры        | 3  | 0,16 | 104 | 48  | 190  | 325  | 1200 | 3,8 | 5,6  | 5,9 | 0,69 | 30   | 0,55 | 16   | 0,42 | 6,4  | 70   | 170   |
|                                             |    | 2    | 4,3 | 1,3 | 1,1  | 2,2  | 1,6  | 2,1 | 1,8  | 2,9 | 69   | 1,6  | 2,8  | 16   | 11   | 2,4  | 10   | 108   |
| Граниты                                     | 2  | 0,16 | 60  | 53  | 127  | 240  | 520  | 5   | 4,2  | 5   | 0,7  | 20   | 0,4  | 15,5 | 0,2  | 19,1 | 50   | 8     |
|                                             |    | 2    | 4,8 | 1,4 | 0,7  | 1,6  | 1    | 3,3 | 1,4  | 2,3 | 70   | 1    | 20   | 9    | 5,3  | 7,1  | 10   | 113   |
| Грейзенизированные граниты и гранит-порфиры | 4  | 0,12 | 26  | 28  | 241  | 50   | 130  | 5,5 | 4,3  | 17  | 1,7  | 18   | 15   | 250  | 0,27 | 50   | 50   | 8     |
|                                             |    | 1,5  | 2,2 | 0,8 | 1,3  | -2,6 | -0,7 | 3,8 | 1,4  | 7,7 | 170  | 1    | 75   | 156  | 7,1  | 18,5 | 10   | 412   |
| Кварц-мусковитовые грейзены                 | 3  | 0,16 | 81  | 70  | 200  | 220  | 56   | 4   | 53   | 350 | 1,75 | 223  | 63   | 1333 | 7,3  | 2000 | 73   | 260   |
|                                             |    | 1,5  | 3   | 1,8 | 1,1  | -1,5 | 0,7  | 2,8 | 17,7 | 159 | 175  | 11,7 | 315  | 833  | 192  | 741  | 7,3  | 2457  |

Примечание. n – число проб; верхняя строка – концентрация в г/т (Au в мг/т), нижняя строка (курсив) – отношение к кларку соответствующих пород; IP – индекс редкости по работе [7]; анализы выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и Якутского геологического управления.

Породы всех даек по редкоэлементному составу соответствуют латитовому геохимическому типу [17] и характеризуются ярко выраженной геохимической специализацией на Bi, Sb, As, Ag, W и в меньшей мере – на Sn и В (табл. 2). Повышенное содержание этих элементов с помощью лазерного анализа установлено и в сульфидах (в %): Bi, As и Ag до 0,2; Sb до 0,3; W до 0,08; Sn до 0,06. То есть, имеет место и геохимическая, и металлогеническая специализация на эти элементы. Фтором и бором относительно кларков максимально обогащены основные члены ассоциации – лампрофиды и трахибазальты. При этом в основных и средних производных отчетливо выдержана связь Sn с Ag, Zn и В (коэффициент корреляции  $r=0,3-0,5$ ). В кремнекислых породах олово тесно связано, с одной стороны, с сульфидами ( $r$  Sn-Sb=1,  $r$  Sn-Pb=0,6,  $r$  Sn-As=0,74), а с другой – с летучими ( $r$  Sn-B=0,82),  $r$  Sn-F=0,44). Высокая корреляция с летучими показывает, что в благоприятных условиях эти дайки могут генерировать небольшие олово-редкометалльные проявления. Поскольку кристаллизация при низких давлениях усиливает родство серы к силикатному расплаву [11], и в результате не происходит, как в глубинных условиях, обособления металл-сульфидной жидкости, а тонкая вкрапленность сульфидов рассеивается в большом объеме пород, авторы не имеют оснований ожидать значимого оловянного оруденения сульфидного типа в непосредственной связи с изученными дайками. Напротив, родство к силикатному расплаву хлора, главного комплексобразователя золота, резко падает с уменьшением давления, и он сбрасывается из расплава первым, поэтому проявления Au при наличии благоприятных структурных ловушек в пределах РМУ вполне вероятны, что подтверждается и наличием ореолов золота в водотоках, дренирующих эти тела.

Граниты рудного поля по единичным анализам слабо измененных разностей по соотношению  $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  относятся к высококалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 3). На диаграмме Л.С.Бородин точки их составов расположены независимо от главных эволюционных трендов (см. рис. 4), что характерно для гранитов А-типа региона [15]. Как А-граниты они определяются и по величине  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3=0,78-0,84$  [25]. В этом случае расчетная температура расплава оценивается в  $904^\circ\text{C}$  [24]. Породы весьма высокоглиноземистые, гиперстен-нормативные, с низкой (2,2–3,2) величиной корундового минала и обычным преобладанием ортоклазового минала над альбитовым. Они характеризуются аномально низкими для гранитных систем содержаниями LREE ( $\text{La}+\text{Ce}+\text{Sm}+\text{Eu}=31-33$  г/т), тогда как в дайках сумма LREE варьирует от 92 до 171 г/т. По концентрации K, Na, F, Li, Rb граниты близки к палингенным образованиям щелочного ряда с переходом к редкометалльным гранитам щелочного ряда [17]. Магматические очаги таких образований, в отличие от магматических очагов палингенных и

плюмазитовых гранитов известково-щелочного ряда, формируются в глубоко метаморфизованных горизонтах кристаллического фундамента. Значения  $(\text{La/Yb})_N\text{--Yb}_N$  (19-36–2,5-5,3) указывают на магмогенерацию при плавлении эклогитов [5].

Граниты обладают низкими концентрациями Sn, повышенными – W, Au, Bi, Sb и Ag (см. табл. 2). В то же время, низкая активность воды и летучих при кристаллизации не позволяет относить неизмененные их разности к гранитам рудоносных систем. Однако в грейзенах по гранитам содержание Sn увеличивается более чем на порядок: W – в 20, Ag – 25, Au – 40, Bi – 170, Sb – 5 раз. При этом основной вклад в редкометалльность привносит не Sn, а As, Ag, Au, Sb, Bi, то есть элементы, наибольшие кларки концентрации которых присущи дайкам рудного поля. Джахтардахское месторождение относится к касситерит-силикатной рудной формации, но анализ специализации показывает, что ведущим в этом месторождении при дальнейших поисковых работах, возможно, окажется именно золото.

Известно, что наиболее богатое оловянное оруденение тяготеет к районам сопряжения корового гранитоидного и шошонит-латитового магматизма [18]. Как показано, основной прирост рудоносности связан с грейзенизацией, которая накладывается и на дайки, то есть существенно оторвана во времени от становления самих гранитов. Именно дайки характеризуются максимальными концентрациями рудных элементов. Поэтому авторы полагают, что, не являясь непосредственным (или основным) носителем олова, производные субщелочного базальтоидного расплава, обогащенные элементами-комплексобразователями, способны как экстрагировать олово из гранитоидных пород сиалического фундамента, так и активизировать потенциальные возможности остаточных расплавов гранитной магмы и одновременно служить дополнительными источниками перечисленных выше сопутствующих рудных элементов.

*Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2014-0002, вопросы металлогении по проекту 0381-2014-0008.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
2. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. – М.: Наука, 1987.
3. Говоров И.Н. Геохимические типы базальтов // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континента к Тихому океану. – М.: изд-во ВИНТИ, 1979. С. 18–20.
4. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. – Владивосток: Дальнаука, 2002.

5. Джан Б. М., Чжан З. К. Радиометрический возраст (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. – М., 1987. С. 250–284.
6. Дорофеев А.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы R-54-XXVII, XXVIII. Аэрогеология. – М.: Недра, 1984.
7. Козлов В.Д. Геохимическая типизация, формационный анализ и оценка рудоносности гранитоидов и прогнозирование редкометалльного оруденения // Проблемы рудоносности гранитоидов. – Иркутск: СибГеохи, 1987. С. 3–28.
8. Коробейников А.Ф., Гусев А.И. Мантийно-коровое взаимодействие в магматогенных флюидах рудогенерирующих систем // Изв. Томского политехнического университета. 2009. № 1. Т. 315. С. 11–17.
9. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск, 2001.
10. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291–307.
11. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. – М.: Наука, 1984.
12. Орлов Ю.С., Роев С.П., Трунилина В.А. Петрография и минералогия даек Джахтардахского вулканогенного поля // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016.
13. Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестник МГУ. Сер. геол. 1982. № 4. С. 3–26.
14. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 1995.
15. Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области / В.А.Трунилина, Ю.С.Орлов, С.П.Роев, А.И.Зайцев // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 99–109.
16. Сравнительный анализ магматизма современных геодинамических обстановок и их палеоаналогов / О.А.Бога-тиков, В.И.Коваленко, В.В.Ярмолюк, Е.Е.Лазько // Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. С. 237–258.
17. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКК. Т. 9. Петрология. – М.: Наука, 1984. С. 221–228.
18. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. – Новосибирск: Наука, 1987.
19. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. – Якутск: Якутский научный центр СО РАН, 1996.
20. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Вулканоплутонические пояса северо-востока Якутии. – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2007.
21. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. – Новосибирск: Наука, 1976.
22. French W.J., Cameron E.P. Calculation on the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts // Mineral Mag. 1981. Vol. 44. № 333. Pp.19–26.
23. Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition / S.I.Drill, M.I.Kuzmin, S.S.Tsipukova, L.P.Zonenshain // Marine Geology. 142 (1997). Pp. 57–83.
24. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> and accessory mineral saturation thermometry // European J. Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5–40.
25. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, Northern Japan // Tectonophysics. 1990. № 174. Pp. 235–255.
26. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evalution, Presentation, Interpretation. – London, 1995.
27. Whiteford D.G., Nicholls I.A., Taylor S. R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contris. Mineral. And Petrol. 1979. Vol. 70. Pp. 341–356.



## Rb-Sr систематика магматических пород западной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны (Восточная Якутия)

А.И.ЗАЙЦЕВ, В.Ю.ФРИДОВСКИЙ, М.В.КУДРИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Приведены первые данные по Rb-Sr изотопной систематике магматических пород дайкового комплекса и гранитов Дузуньинского массива, развитых в пределах Ольчан-Нерской металлогенической зоны (Восточная Якутия): андезито-базальты и гранит-порфиры дайкового комплекса 151–146 млн. лет и величины первичного изотопного состава  $Sr(I_0) - 0,7105 - 0,7150$ ; граниты Дузуньинского плутона по минеральной изохроне – 132 млн. лет и  $I_0 = 0,7073$ . Изучение петрохимического состава пород указывает на разнообразие субстратов их магмогенерации, сформированных в палеостроводужной обстановке. Выявлены  $P-T$  параметры формирования расплавов и условия их кристаллизации. Показано, что потенциально перспективными для формирования Au – минерализации района являются дайки гранит-порфиров.

**Ключевые слова:** андезито-базальты, граниты, Rb-Sr изотопная систематика и возраст, условия и субстраты магмогенерации, физико-химические параметры становления, Дузуньинский плутон, Ольчан-Нерская металлогеническая зона.

Зайцев Альберт Иванович  
Фридовский Валерий Юрьевич  
Кудрин Максим Васильевич



a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru  
710933@list.ru  
kudrinmv@mail.ru

## Rb-Sr classification of magmatic rocks of the eastern part of the Olchan-Nera metallogenic zone (Eastern Yakutia)

A.I.ZAITSEV, V.YU.FRIDOVSKY, M.V.KUDRIN

First data on Rb-Sr isotopic classification of magmatic rocks from dyke complex and granites from the Duzunin massif, developed within the Olchan-Nera metallogenic zone (Eastern Yakutia), are given. Rb-Sr isochronous datings 151–146 Ma and values of the primary composition  $Sr - 0,7105 - 0,7150$  were obtained for andesite-basalts and granite-porphyrines. Rb-Sr age of 132 Ma and relatively low value of the primary isotopic composition  $Sr (0,7073)$  were defined on mineral isochron for granites of the Duzunin pluton. Studies of the petrochemical composition of rocks indicate variety of substrates of their magma generation, formed in paleo-island arc settings.  $P-T$  parameters of melt formation and their crystallization conditions are identified. It is shown that dykes of granite-porphyrines' are potentially perspective for the formation of Au mineralization of the region. **Key words:** andesite basalts, granites, Rb-Sr isotope systematics and age, magma generation conditions and substrates, physical and chemical parameters of formation, Duzunin pluton, Olchan-Nera metallogenic zone.

Магматизм в пределах Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области проявился в виде протяженных поясов гранитоидных массивов (Главный, Северный, Тас-Кыстабытский и поперечные пояса), формировавшихся в процессе и после завершения аккреции террейнов к восточной окраине Северо-Азиатского кратона в позднеюрско-раннемеловое время [2]. Ольчан-Нерская металлогеническая зона расположена в северо-западной части Нерского антиклинория (рис. 1). Ее строение во многом определяется продольными Чай-Юреинским и Чаркы-Индибирским разломами, имеющими важное значение в размещении оруденения. Зона характеризуется крупными россыпями золота, однако со-

поставимых по масштабам рудных месторождений до настоящего времени не установлено. До сих пор неясна возрастная последовательность формирования магматических и рудных проявлений района, их взаимосвязь.

В работе приведены первые данные по Rb-Sr систематике магматических пород Ольчан-Нерской металлогенической зоны. Основная цель исследования – определение возраста этих пород, основных источников их магм и вероятных физико-химических условий их формирования, а также потенциальной металлоносности. Были изучены андезито-базальты и гранит-порфиры дайкового комплекса и гранитоиды Дузуньинского массива.

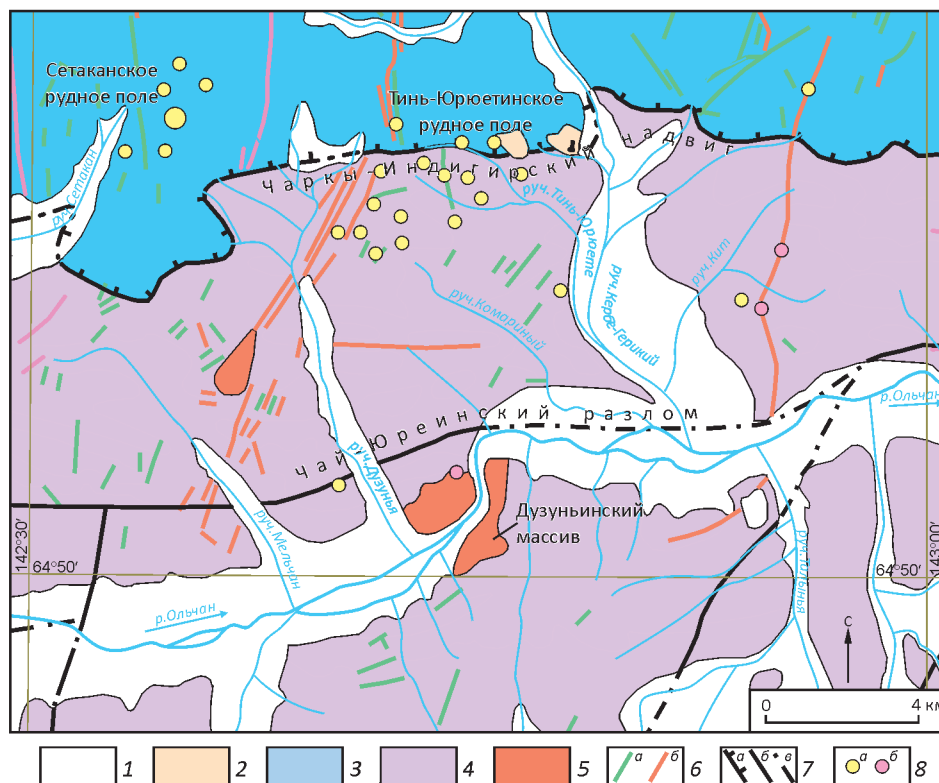


Рис. 1. Схема геологического строения западной части Ольчан-Нерской зоны. По Р.Ю.Нургалееву, 2003:

отложения: 1 – четвертичные, 2 – неогеновые, 3 – нижнеюрские, 4 – верхнетриасовые; 5 – гранитоиды; 6 – верхнеюрские дайки: а – андезито-базальтов, андезитов и риолитов, б – гранит-порфиров; 7 – разломы: а – надвиги, б – достоверные, в – предполагаемые, скрытые под четвертичными отложениями; 8 – рудопоявления: а – золотокварцевые, б – вольфрамовые

В Ольчан-Нерской металлогенической зоне широко развиты плутоны гранитоидов мезозойского возраста, из которых наиболее крупными являются Левоиндигирский, Усть-Нерский, Нюргунтасский и Эбир-Хаинский. Вблизи и на отдалении от этих плутонов вскрыты мелкие тела различной формы, как правило, представляющие собой апикальные части более крупных интрузивов, и нередко имеющие северо-восточное простирание. Магматические тела прорывают терригенные толщи перми, триаса и юры Кулар-Нерского сланцевого пояса, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Породы массивов представлены лейкогранитами, биотитовыми гранит-порфирами, а комагматичные им дайки – гранит-порфирами. Дайки имеют в основном северо-восточное простирание, и лишь единичные дайки – широтное простирание. Ширина зон контактового метаморфизма при крутом контакте изменяется от 0,1–1,0 км, а при пологом – до 5–10 км. Зона собственно роговиков имеет ширину, соответственно, от первой сотни метров до 2–6 км. Непосредственно на контакте, как правило, наблюдаются кордиеритовые роговики, которые с удалением сменяются биотитовыми роговиками. С гранитоидным магматизмом связано молиб-

ден-вольфрамовое, оловянное оруденение (Р.Ю.Нургалеев, 2003).

В пределах района также развиты дайки различного состава (от основного до кислого) и простирания (от меридионального до северо-восточного). По данным геолого-съёмочных работ, большинство из них отнесено к позднеюрскому Нера-Бохапчинскому комплексу (Р.Ю.Нургалеев, 2003). Локализация даек определяется особенностями развития в поздней юре и раннем мелу верхнекоровых и глубинных долгоживущих магмоконтролирующих тектонических структур. Дайки сложены, как правило, гранит-порфирами, реже диоритовыми порфиритами и андезито-базальтами и выполняют системы крутопадающих трещин преимущественно северо-восточного и субмеридионального, реже северо-западного и субширотного простираний. Мощность даек от 0,5 м до 25,0 м и протяженность от первых сотен метров до 6,5 км. Обычно дайки прямолинейной формы, но в ряде случаев отмечаются апофизы и сложная сильно извилистая морфология. Контактное воздействие даек на вмещающие осадочные породы незначительное и выражено в уплотнении и сульфидизации их на расстоянии до 5 м и реже до 10–20 м от контакта.

Породы даек в различной степени сульфидизированы и березитизированы и часто несут прожилковое окварцевание. Маломощные жилы и прожилки кварца расположены как в дайках, так и во вмещающих породах. Отмечаются кварцевые жилы с видимым золотом. Дайки в пределах западной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны относятся к Дузуньинской серии и сконцентрированы в полосе шириной 1–2 км с расширением ее в юго-западном направлении. Они представлены в основном гранит-порфирами и имеют северо-восточное простирание. Это протяженные (до 10 км) субпараллельные крутопадающие плитообразные тела мощностью от первых метров до первых десятков метров. По дайкам развиты в большом количестве гидротермальные и гидротермально-метасоматические образования в виде кварцевых, сульфидно-кварцевых жил, участков березитизации и грейзенизации, а на контакте с ними во вмещающих песчаниках развиваются биотит-кварцевые образования и эпидот.

По геологическим данным возраст дайковых комплексов рассматривается как позднеюрский, а гранитоидных плутонов как раннемеловой (Р.Ю.Нургалеев, 2003). В то же время имеющиеся изотопные датировки пород плутонов достаточно противоречивы. По неопубликованным данным (архив лаборатории масс-спектрометрических методов анализа ИГАБМ СО РАН, г. Якутск) значения K-Ar возраста гранитоидов Нюргунтасского массива находятся в интервале 146–98 млн. лет, Усть-Ольчанского массива – 132 млн. лет, Усть-Нерского – 124–70 млн. лет, Эбир-Хаинского – 136–88 млн. лет, Лево-Индибирского – 134–98 млн. лет. В двуслюдяных гранитах Эбир-Хаинского плутона для трех образцов были получены Rb-Sr минеральные изохронные датировки  $147 \pm 6$ ,  $137 \pm 1$  и  $83 \pm 1$  млн. лет. Такая дискордантность изотопных датировок пород гранитоидных плутонов, вероятно, обусловлена сложной и длительной историей развития региона с неоднократным проявлением в его пределах тектономагматической активизации. В частности, относительно свежие образцы двуслюдяных гранитов Лево-Индибирского массива, датированные K-Ar методом по биотиту, характеризуются датировками  $134 \pm 2$  млн. лет, а биотит из катаклазированных пород имеет возраст  $98 \pm 1$  млн. лет. Изотопные датировки пород даек в пределах Ольчан-Нерской металлогенической зоны авторам не известны.

**Петрографические особенности магматических пород.** В бассейне р. Дузунья, левого притока р. Ольчан были опробованы дайки андезито-базальтов и гранит-порфиров, а также граниты Дузуньинского массива. Изученные андезито-базальты – в различной степени измененные породы с содержанием (в %): плагиоклаза от 4,5 до 44,80, ортоклаза от 6,7 до 15,2, пироксена (гиперстен ?) – от 14,9 до 29. Кварц, как правило, вторичный и местами его содержание достигает 30,6%. Акцессорные минералы представлены (в %): апатитом 0,17–0,54, магнетитом 3,2–4,0, ильменитом 1,7–3,0, вторичные ми-

нералы – серицитом 1,6–10,9 и карбонатом 1,4–12,8%. Плагиоклаз наименее измененных пород имеет состав андезина (до 49% an), в сильно измененных образцах его количество снижается до 4,5%, и он представлен альбитом. Дайки гранит-порфиров также имеют невыдержанный минералогический состав (в %): кварц 28,8–39,0, ортоклаз 3,1–27,2, плагиоклаз 14,0–58,0, пироксен (?) 0,32–0,83, магнетит 1,16–2,03, ильменит 0,08–0,65, апатит 0,02–0,31. В отдельных образцах в незначительных количествах развиты (в %): карбонат до 0,2, пирит до 0,32 и серицит 0,7–3,4. Наибольшие вариации содержания характерны для калишпатов (3–27%), что вместе с изменением состава плагиоклазов (4–47% an), вероятно, обусловлено степенью изменения пород.

Дузуньинский массив расположен в долине нижнего течения р. Ольчан, левого притока р. Индигирка. Он имеет субизометрично-неправильную форму площадью около 4,5 км<sup>2</sup>. Сложен массив крупнозернистыми биотитовыми гранитами, интенсивно грейзенизированными и калишпатизированными, особенно в северной его части, где наблюдаются многочисленные жильные образования кварц-мусковит-турмалиновых грейзенов, нередко с сульфидно-вольфрамитовой, молибденовой и касситеритовой минерализацией.

Плутоны прорывают терригенные породы норийского яруса верхнего триаса. Осадочные породы в зоне экзоконтакта преобразованы в кордиеритовые, андалузитовые и биотитовые роговики, а песчаники с карбонатным цементом – в диопсид-гранатовые микроскарны. Для всех разновидностей ороговикованных пород характерно присутствие значительного количества биотита (20–45%), а в зоне непосредственного экзоконтакта отмечена биотит-кварцевая оторочка мощностью до нескольких десятков сантиметров. Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород составляет 500–700 м. В контактовых зонах массива развиты дайки аплитов и пегматитов широтного и северо-восточного простираний мощностью от 0,2 до 2,5 м и протяженностью до 450 м.

Был изучен штуф (Дз-11-15) крупнозернистого биотитового гранита, отобранного из центральной части массива [1]. Порода сложена плагиоклазом (до 32%), состав которого колеблется от олигоклаза An<sub>20</sub> до альбита, ортоклазом (32,2%), кварцем (27,7%), биотитом (1%) переменного состава, от неизмененного до частично или полностью хлоритизированного, редкими чешуйками мусковита. Акцессорные минералы представлены апатитом (0,26%), магнетитом (2,1%), ильменитом (1%), цирконом, ортитом, сфеном, флюоритом и мелкими зернами недиагностированных редкоземельных минералов. Апатит представлен в основном F-apatитом (F 2,54–4,59%), ильменит – марганцовистой разновидностью (MnO от 3,78 до 6,45%). Хлорит развивается по биотиту и по данным микросондового анализа относится к магнезиально-железистой триоктаэдрической разновидности (рипидолит), реже отмечаются и железистые разновидности (дафнит и брунсвигит).

## 1. Химический состав магматических пород западной части Ольчан-Нерской зоны

| Компоненты                          | Образцы           |          |          |          |                |          |         |         |          |
|-------------------------------------|-------------------|----------|----------|----------|----------------|----------|---------|---------|----------|
|                                     | Тю-29-15          | Тю-40-15 | Тю-57-15 | Дз-12-15 | Тю-37-15       | Тю-41-15 | Дз-3-15 | Дз-4-15 | Дз-11-15 |
|                                     | Дайки             |          |          |          |                |          |         |         | Массив   |
|                                     | Андезито-базальты |          |          |          | Гранит-порфиры |          |         |         | Граниты  |
| SiO <sub>2</sub> , %                | 52,02             | 51,87    | 47,24    | 52,51    | 75,47          | 72,94    | 73,38   | 73,35   | 71,32    |
| TiO <sub>2</sub>                    | 1,1               | 1,6      | 0,89     | 1,23     | 0,04           | 0,14     | 0,1     | 0,34    | 0,52     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 14,55             | 16,47    | 13,75    | 15,81    | 13,75          | 13,98    | 14      | 13,45   | 14,21    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 2,78              | 2,34     | 2,19     | 2,3      | 1,69           | 1,33     | 1,81    | 1,4     | 1,47     |
| FeO                                 | 3,57              | 5,12     | 4,54     | 3,85     | 0,57           | 0,86     | 0,43    | 1,14    | 1,43     |
| MnO                                 | 0,12              | 0,11     | 0,1      | 0,1      | 0,06           | 0,04     | 0,02    | 0,01    | 0,04     |
| MgO                                 | 4,91              | 7,05     | 7,51     | 4,77     | 0,33           | 0,25     | 0,14    | 0,14    | 0,12     |
| CaO                                 | 7,18              | 5,79     | 6,57     | 6,43     | 0,52           | 0,75     | 0,86    | 1,69    | 1,55     |
| Na <sub>2</sub> O                   | 0,53              | 2,93     | 0,66     | 1,18     | 4,88           | 3,65     | 2,72    | 3,21    | 3,33     |
| K <sub>2</sub> O                    | 2,57              | 1,14     | 2,24     | 2,56     | 1,84           | 4,6      | 4,36    | 4,11    | 5,44     |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>       | 0,22              | 0,3      | 0,08     | 0,17     | 0,22           | 0,26     | 0,04    | 0,1     | 0,06     |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>       | 3,64              | 3,28     | 4,02     | 4,01     | 0              | 0        | 0,99    | 0       | 0,35     |
| П.П.П                               | 0                 | 1,16     | 0        | 0        | 1,04           | 0,78     | 0,65    | 0,71    | 0,27     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>       | 0,23              | 0,12     | 0,07     | 0,11     | 0,13           | 0,01     | 0,01    | 0,03    | 0,11     |
| CO <sub>2</sub>                     | 6,84              | 0,62     | 9,77     | 4,66     | 0              | 0        | 0,05    | 0       | 0        |
| S                                   | 0                 | 0        | 0        | 0        | 0              | 0        | 0,17    | 0       | 0        |
| Сумма                               | 100,05            | 99,61    | 99,57    | 99,54    | 100,34         | 99,35    | 99,70   | 99,61   | 100,19   |
| Li, г/т                             | 55,3              | 38,1     | 57,6     | 56,2     | 7,4            | 4,4      | 7,9     | 18,6    | 44,6     |
| Rb                                  | 55,8              | 19,2     | 36,6     | 64,9     | 63,1           | 83,2     | 88,7    | 91,4    | 131,7    |
| Cr                                  | 290               | 760      | 680      | 120      | 510            | 590      | 410     | 290     | 340      |
| Ni                                  | 7,5               | 70       | 130      | 15       | 13             | 13       | 6,4     | 7,5     | 11       |
| V                                   | 150               | 130      | 130      | 150      | 9,6            | 5,9      | 8,2     | 10      | 18       |
| Sc                                  | 27                | 29       | 26       | 22       | 3              | 3        | 3       | 4,3     | 6,3      |
| Co                                  | 12                | 27       | 18       | 15       | 3              | 3        | 3       | 3       | 3        |
| Ba                                  | 610               | 1100     | 560      | 540      | 230            | 880      | 800     | 1000    | 770      |
| Sr                                  | 510               | 300      | 260      | 410      | 170            | 110      | 100     | 140     | 130      |
| Nb                                  | 7,5               | 7,5      | 7,5      | 7,5      | 13             | 8,3      | 10      | 7       | 19       |
| Zr                                  | 110               | 95       | 66       | 110      | 82             | 64       | 66      | 100     | 160      |
| Y                                   | 14                | 16       | 10       | 15       | 5,5            | 4,7      | 4,7     | 8,5     | 39       |
| Yb                                  | 2,7               | 2,6      | 1,8      | 2,4      | 0,5            | 0,5      | 0,5     | 0,8     | 3,7      |
| K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O  | 4,85              | 0,39     | 3,39     | 2,17     | 0,38           | 1,26     | 1,60    | 1,28    | 1,63     |
| Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O  | 3,1               | 4,07     | 2,90     | 3,74     | 6,72           | 8,25     | 7,08    | 7,32    | 8,77     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO | 0,78              | 0,46     | 0,48     | 0,60     | 2,96           | 4,55     | 4,21    | 1,23    | 1,03     |
| K/Rb                                | 384               | 495      | 510      | 329      | 243            | 461      | 410     | 375     | 344      |
| Mg#                                 | 43,60             | 48,59    | 43,15    | 43,68    | 12,74          | 10,24    | 5,88    | 9,86    | 3,97     |
| ASI                                 | 0,87              | 0,99     | 0,89     | 0,96     | 1,25           | 1,13     | 1,30    | 1,05    | 1,00     |
| T °C расплава                       | 1014±46           | 1036±13  | 997±3    | 1015±8   | 567±45         | 758±15   | 709±8   | 897±7   | 924±7    |
| T <sub>zr</sub>                     | 708               | 723      | –        | 720      | 750            | –        | 735     | 749     | 780      |
| fO <sub>2</sub> (T <sub>zr</sub> )  | –14,05            | –14,14   |          | –13,93   | –11,87         | –13,19   | –11,25  | –13,32  | –12,92   |
| ΔNi-Ni                              | +2,56             | +2,08    |          | +2,36    | +3,69          |          | +4,67   | +2,26   | +1,95    |

Примечание. индекс: ASI – глиноземистости, Mg# – магнезиальности пород; T °C расплава – температура формирования расплава; T<sub>zr</sub> – температура кристаллизации магмы по насыщению его цирконием; fO<sub>2</sub>(T<sub>zr</sub>) – фугитивность кислорода пород при температуре формирования циркона; ΔNi-Ni степень окисленности пород относительно Ni-NiO буфера; расчеты значений ASI, T °C расплава и T<sub>zr</sub> проведены по программе GDK-3 [4], а fO<sub>2</sub>(T<sub>zr</sub>) и ΔNi-Ni по работе [5].



**Петрохимические особенности магматических пород.** По химическому составу изученные магматические породы дайкового комплекса и гранитоиды Дузуньинского массива относятся к щелочноземельной серии. Андезито-базальты ( $\text{SiO}_2$  47,24–52,51%) при содержании  $\text{Na}_2\text{O}$  0,53–2,93 и  $\text{K}_2\text{O}$  1,14–2,57% характеризуются пониженной суммой щелочей (2,9–4,7%) и значительными колебаниями  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  0,39–4,85 (табл. 1), что, вероятно, обусловлено высокой подвижностью щелочей в связи с влиянием поздних наложенных процессов. Для андезито-базальтов характерны низкие значения величин  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (0,48–0,60), и по величине индекса глиноземистости ( $\text{ASI}=0,87\text{--}0,96$ ) андезито-базальты относятся к метаалюминиевым породам. Гранит-порфиры ( $\text{SiO}_2$  71,32–75,47%) характеризуются также варьирующими содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  2,72–4,88 и  $\text{K}_2\text{O}$  1,87–5,44%, суммы щелочей (6,72–8,77%), величиной  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  0,38–1,67 и  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  1,03–4,55. Такая гетерогенность состава гранитоидов также обусловлена влиянием поздних наложенных процессов. По величине ASI гранитоиды (1,00–1,30) – пералюминиевые породы. Соответственно основности различные типы пород характеризуются и различным содержанием элементов-примесей (см. табл. 1). Предполагается, что различия в значениях  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  и ASI магматических пород связаны с различной природой их протолитов.

**Rb-Sr изотопная систематика пород.** В настоящее время, как уже показано, для магматических пород Ольчан-Нерской зоны имеются лишь редкие K-Ar датировки по отдельным массивам гранитоидов. Дайковый комплекс в этом плане практически не изучен, и определения их изотопного возраста авторам неизвестны. Для гранитов из северной части Дузуньинского плутона, где проявлена рудная минерализация, авторы ранее определили K-Ar возраст  $91 \pm 1$  млн. лет. Для уточнения возрастного положения магматических пород района

была исследована их Rb-Sr изотопная систематика. Результаты Rb-Sr изотопного анализа (табл. 2) показывают для андезито-базальтов из даек относительно пониженное содержание  $^{87}\text{Rb}$  (7,10–26,39 мкг/г) и повышенное содержание  $^{86}\text{Sr}$  (27,12–42,18 мкг/г) относительно пород даек гранитного состава (23,65–41,72 и 7,77–13,94 мкг/г, соответственно). Граниты Дузуньинского массива характеризуются самым высоким содержанием  $^{87}\text{Rb}$  (62,08 мкг/г) и промежуточной концентрацией  $^{86}\text{Sr}$  (23,57 мкг/г) между андезито-базальтами и гранит-порфирами даек. Величины отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  находятся в положительной зависимости от содержания в породах  $^{87}\text{Rb}$  и обратной от содержания  $^{86}\text{Sr}$ , что, соответственно, определяет их высокие значения для образцов гранитоидов (1,34–4,65) и более низкие – для андезито-базальтов (0,21–0,72).

На Rb-Sr изохронной диаграмме все проанализированные образцы формируют 4 линии зависимости (рис. 2). Они определяют возраст пород в интервале времени 132–151 млн. лет и значения первичного изотопного отношения Sr ( $I_0$ ) на период их формирования от 0,7073 до 0,7150 (табл. 3). Наиболее молодая датировка  $132 \pm 0,1$  млн. лет ( $I_0=0,7073 \pm 0,0001$ ) получена по минеральной изохроне (порода+биотит+калишпат) для гранита Дузуньинского массива. Образцы андезито-базальтов, исключая образец ТЮ-29-15, характеризуются наиболее древней Rb-Sr изохронной датировкой  $151 \pm 3$  млн. лет и повышенной величиной  $I_0=0,7108 \pm 0,0001$ . На эту же изохрону попадает образец гранит-порфира (Дз-3-15). По двухточечным изохронам для пород даек были определены также две одинаковые датировки – 146 млн. лет, но с различными и высокими значениями  $I_0$ , равными 0,7123 и 0,7150 (см. табл. 3). Эти датировки магматических пород дайкового комплекса предполагают их формирование в интервале 146–151 млн. лет в позднеюрское время. Различие значений  $I_0$ , определенных по различным изохронным зависимостям для пород

## 2. Результаты Rb-Sr изотопного анализа магматических пород западной части Ольчан-Нерской зоны

| Образцы  | Порода, минерал     | <sup>87</sup> Rb  | <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr |
|----------|---------------------|-------------------|------------------|------------------------------------|------------------------------------|
|          |                     | Дайковый комплекс |                  |                                    |                                    |
| Тю-29-15 | Андезито-базальт    | 19,915            | 42,1756          | 0,4668                             | 0,7133                             |
| Тю-40-15 |                     | 7,0985            | 33,0215          | 0,2125                             | 0,7114                             |
| Тю-57-15 |                     | 17,3589           | 27,1237          | 0,6326                             | 0,7120                             |
| Дз-12-15 |                     | 26,3883           | 36,4361          | 0,7159                             | 0,7122                             |
| Тю-37-15 | Гранит-порфир       | 23,6525           | 17,4791          | 1,3376                             | 0,7151                             |
| Тю-41-15 |                     | 41,7242           | 8,9135           | 4,6272                             | 0,7246                             |
| Дз-3-15  |                     | 36,5642           | 7,7661           | 4,654                              | 0,7208                             |
| Дз-4-15  |                     | 36,7698           | 13,9408          | 2,6072                             | 0,7204                             |
|          | Дузуньинский массив |                   |                  |                                    |                                    |
| Дз-11-15 | Гранит              | 62,0813           | 23,5723          | 2,6034                             | 0,7121                             |
| Дз-11-15 | Ортоклаз            | 80,7199           | 36,7675          | 2,1702                             | 0,7114                             |
| Дз-11-15 | Биотит              | 112,8132          | 1,4300           | 77,9831                            | 0,8535                             |

Примечание. Содержание изотопов Rb и Sr приведено в мкг/г.

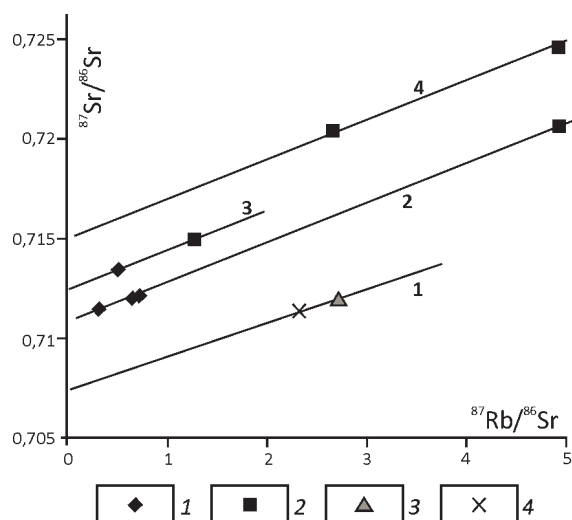


Рис. 2. Параметры Rb-Sr изохрон для магматических пород западной части Ольчан-Нерской зоны:

дайки: 1 – андезит-базальты, 2 – гранит-порфиры; Дузуньинский массив: 3 – граниты, 4 – ортоклаз (точка биотита не показана в связи с масштабом диаграммы); числа около линий отвечают номерам изохрон в табл. 3

даек, вероятно, связано с различной степенью их изменения при наложении поздних геологических процессов. В частности, отмечается прямая корреляционная связь между содержанием стронция в породах и степенью их карбонатизации ( $r=0,83$ ) и серицитизации ( $r=0,76$ ). Это может свидетельствовать о разнообразных источниках стронция и его различном изотопном составе в породах даек. Данные по Rb-Sr системам карбонатных прожилков из минерализованных участков западной части Ольчан-Нерской зоны и песчаников ( $T_3$ ) бассейна р. Тарын (табл. 4) показывают, что значения их изотопного состава Sr на период формирования пород даек были достаточно высокими (0,7094–0,7158), и они могли служить дополнительными источниками Sr в эти магматические породы.

**Магмоформирующие источники пород и геодинамическая история их формирования.** Различный состав изученных пород предполагает разнообразие их магмоформирующих субстратов. Для определения протолитов данные по химическому составу пород были вынесены на дискриминантную диаграмму, на которой поля магмогенерирующих субстратов были выделены на основе экспериментальных исследований [6]. Фигуративные точки составов андезит-базальтов полностью лежат в поле амфиболитовых протолитов, а гранитоидных пород – продолжают андезит-базальтовый тренд в направлении поля метаграувакков (рис. 3).

### 3. Параметры Rb-Sr изохрон для магматических пород западной части Ольчан-Нерской зоны

| Материал пробы                                             | <i>n</i> | Возраст, млн. лет | $I_0$         |
|------------------------------------------------------------|----------|-------------------|---------------|
| 1. Гранит Дузуньинского массива (порода, биотит, калишпат) | 3        | 132±0,1           | 0,7073±0,0001 |
| 2. Дайки (Дз-3-15, Дз-12-15, Тю-57-15, Тю-40-15)           | 4        | 151±3             | 0,7108±0,0001 |
| 3. Дайки (Тю-37-15, Тю-29-15)                              | 2        | 146               | 0,7123        |
| 4. Дайки (Дз-4-15, Дз-41-15)                               | 2        | 146               | 0,7150        |

Примечание. *n* – число образцов;  $I_0$  – первичный изотопный состав Sr.

### 4. Результаты Rb-Sr изотопного анализа жильного карбоната западной части Ольчан-Нерской зоны и песчаников ( $T_3$ ) бассейна р. Тарын

| Образцы                                                  | Материал | <sup>87</sup> Rb | <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | I <sub>0</sub> |
|----------------------------------------------------------|----------|------------------|------------------|------------------------------------|------------------------------------|----------------|
| Гидротермальные прожилки карбоната (Ольчан-Нерская зона) |          |                  |                  |                                    |                                    |                |
| 29-A-80                                                  | Доломит  |                  |                  |                                    | 0,7103                             | 0,7103         |
| 54-A-80                                                  |          | 0,0162           | 285,4710         | 0,00006                            | 0,7107                             | 0,7107         |
| 450 <sup>B</sup> -A-82                                   | Кальцит  |                  |                  |                                    | 0,7107                             | 0,7107         |
| 454-A-82                                                 |          |                  |                  |                                    | 0,7098                             | 0,7098         |
| 468-A-82                                                 |          |                  |                  |                                    | 0,7093                             | 0,7093         |
| 506-A-82                                                 | Доломит  | 0,0010           | 175,2550         | 0,00004                            | 0,7097                             | 0,7097         |
| 806-A-85                                                 | Кальцит  |                  |                  |                                    | 0,7109                             | 0,7109         |
| 807-A-85                                                 |          | 0,0368           | 193,4150         | 0,00019                            | 0,7094                             | 0,7094         |
| Дк-30 <sup>A</sup> -80                                   |          | 0,0248           | 270,4480         | 0,00009                            | 0,7098                             | 0,7098         |
| Песчаники, T <sub>3</sub> (бассейн р. Тарын)             |          |                  |                  |                                    |                                    |                |
| 06-АП-12                                                 | Песчаник | 19,043           | 30,4683          | 0,3418                             | 0,7149                             | 0,7136         |
| 06-АП-14                                                 |          | 7,3722           | 21,3181          | 0,6179                             | 0,7171                             | 0,7158         |

Примечание. Первичный изотопный состав Sr ( $I_0$ ) рассчитан на возраст 151 млн. лет; образцы из коллекции карбонатов В.А.Амузинского, песчаников – А.В.Прокопьева.

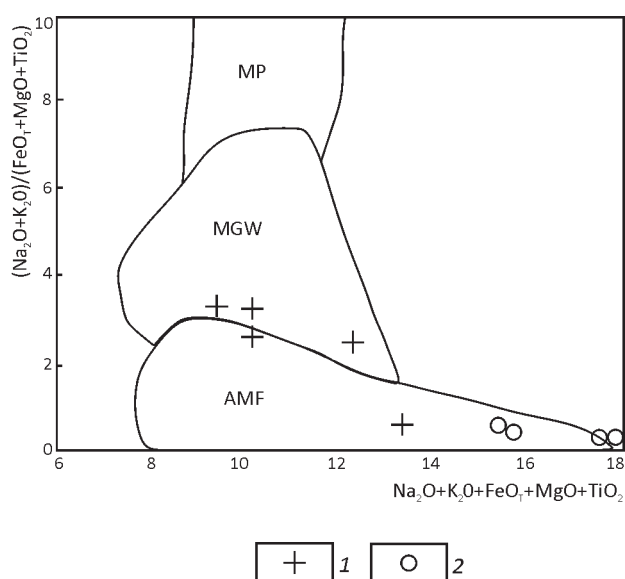


Рис. 3. Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}_1+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}_1+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$  для магматических пород западной части Ольчан-Нерской зоны:

1 – граниты; 2 – андезито-базальты; поля протолитов по работе [6]: MP – метапелиты, MGW – метаграувакки и AMF – амфиболиты;  $\text{FeO}_1+\text{Fe}_2\text{O}_3/1,11+\text{FeO}$

Это подразумевает, что в формировании гранитоидных магм участвовали разные по составу протолиты. Значения K/Rb в породах неравномерны и выше, чем для типичных гранитоидов, что подчеркивает повышенную основность протолитов. Для андезито-базальтов величина этого отношения изменяется от 329 до 510, а для гранитоидов – от 241 до 461 (см. табл. 1). Кроме того, по соотношению величины индекса магнезиальности Mg# 43,2–48 и содержания  $\text{SiO}_2$  47,2–52,5% [5] протолитами андезито-базальтов могли быть амфиболиты (метабазальты), а гранитоидов (Mg# 4,0–12,7 и  $\text{SiO}_2$  71,3–75,5) – метаграувакки. На дискриминантных геохимических диаграммах (рис. 4) все изученные авторами образцы магматических пород района лежат в поле вулканических островных дуг. Природа этих дуг отчетливо фиксируется на диаграмме (рис. 5) в координатах Rb/Zr–Nb [8], где точки андезито-базальтов лежат в поле перекрытия пород примитивных и нормальных континентальных дуг, а гранитоидов – в поле нормальных континентальных дуг. В настоящее время недостаточно ясно, являются ли протолиты продуктами предшествующих геохимических процессов (палеосубдукции ?), или формирование магматических расплавов непосредственно обусловлено субдукционными процессами.

**Физико-химические условия формирования и кристаллизации пород.** Различие химического состава магматических пород предполагает не только различие состава их протолитов, но и условий образования расплавов и физико-химических условий их кристаллизации.

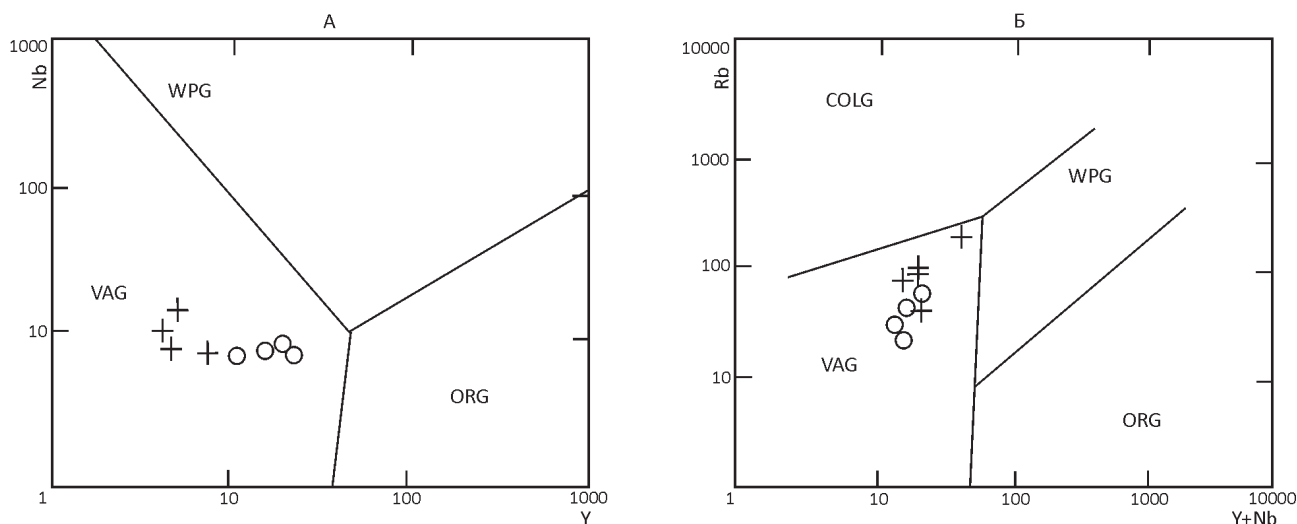


Рис. 4. Дискриминантные диаграммы Nb–Y (А), Rb–(Y+Nb) (Б) для магматических пород западной части Ольчан-Нерской зоны:

поля по работе [6]: WPG – внутриплитные, VAG – вулканических островных дуг, COLG – коллизионные, ORG – океанических хребтов; см. услов. обозн. к рис. 3

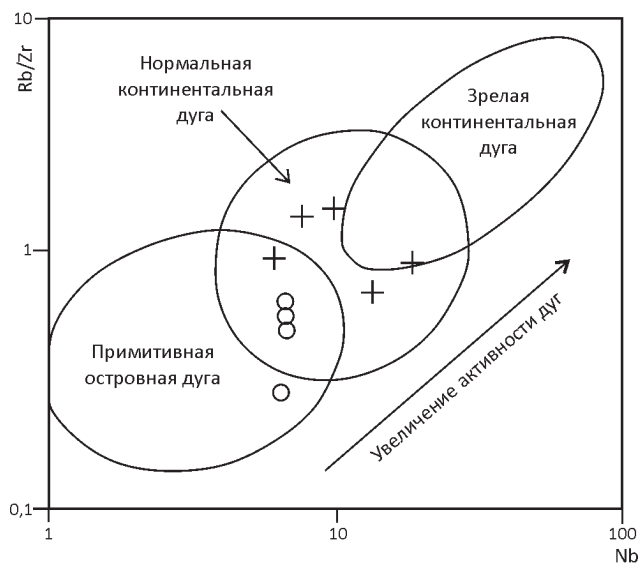


Рис. 5. Геохимическая диаграмма для магматических пород западной части Ольчан-Нерской зоны:

поля по работе [8]; см. услов. обозн. к рис. 3

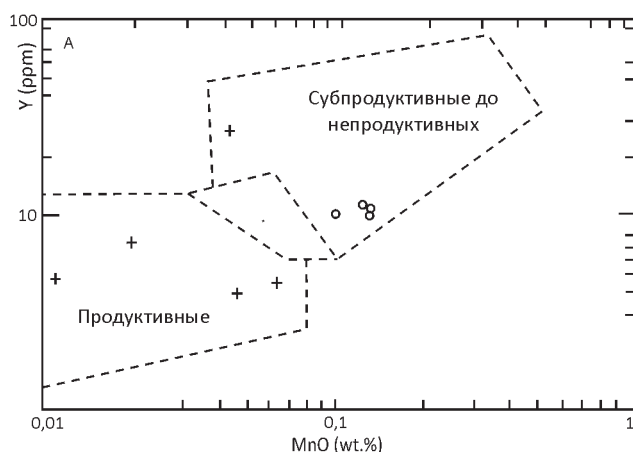


Рис. 6. Дискриминантная диаграмма MnO–Y [3] для идентификации продуктивности на Cu–Au минерализации магматических пород западной части Ольчан-Нерской зоны:

см. услов. обозн. к рис. 3

По результатам расчетов на основании микрозондовых анализов минералов, гранитоиды Дузуньинского плутона формировались при  $P\ 223\pm 31$  МПа и при  $T$  кристаллизации биотита  $686\pm 24^\circ\text{C}$  [1]. Дальнейшее охлаждение пород и увеличение флюидной фазы приводит к перераспределению состава биотита (при  $T\ 424\text{--}591^\circ\text{C}$ ) и полевых шпатов ( $142\text{--}378^\circ\text{C}$ ) и образованию по биотиту хлоритов ( $183\text{--}374^\circ\text{C}$ ). Рассчитаны температуры

расплава и кристаллизации цирконов, которые соответственно равны  $924\pm 7^\circ\text{C}$  и  $780^\circ\text{C}$  (см. табл. 1). Имеющиеся данные позволяют предположить длительный температурный интервал становления плутона. При кристаллизации циркона граниты имели относительно повышенную степень окисленности выше Ni–NiO буфера (+1,95), а при кристаллизации биотита величина  $\Delta\text{Ni–NiO}$  несколько понижается (от +1,20 до –0,66), указывая на некоторое снижение окисленности гранитов. В участках изменения пород повышается степень их окисления ( $\Delta\text{Ni–NiO}$  от +8,0 до +8,4) до магнетит-гематитового буфера.

Породы даек комплексов по температурам формирующих их расплавов сильно отличаются (см. табл. 1). Магмы для андезитов-базальтовых даек формировались при высоких температурах ( $997\text{--}1036^\circ\text{C}$ ), а для даек гранит-порфиров, исключая сильно альбитизированный и серитизированный образец Тю-37-15 – при относительно пониженных температурах ( $709\text{--}924^\circ\text{C}$ ). Однако температура кристаллизации магм ( $T_{\text{cr}}$ ) была несколько выше для даек гранит-порфиров ( $735\text{--}750^\circ\text{C}$ ), чем для даек андезитов-дацитов ( $708\text{--}723^\circ\text{C}$ ). Кристаллизация пород даек происходила в окислительных условиях (выше Ni–NiO буфера), но при несколько различных величинах фугитивности кислорода. Для андезитов-базальтов были рассчитаны значения  $\Delta\text{Ni–NiO}$  в пределах от +2,08 до +2,56, и еще большие величины для гранит-порфиров – от +2,26 до +4,67.

Таким образом, полученные данные по возрасту, составу магматических пород Ольчан-Нерской металлогенической зоны и физико-химическим условиям их формирования позволяют предположить, что они, вероятно, имели не только различные магмогенерирующие субстраты, но и различные физико-химические условия становления. Это могло обуславливать различную рудогенерирующую способность магматических расплавов и возможную связь с ними рудопроявлений золота. На диаграмме MnO–Y (рис. 6), которая предлагается [3] как индикаторная для определения перспективности магматических пород на образование Cu–Au минерализации, в поле продуктивных на Cu–Au месторождений попадают только образцы даек гранит-порфиров. Согласно этой диаграмме, андезитов-базальты не являются перспективными для формирования Cu–Au минерализации.

Образец биотитового порфировидного гранита Дузуньинского плутона, где проявлены кварц-мусковит-турмалиновые грейзены, нередко с сульфидно-вольфрамитовой, молибденовой и касситеритовой минерализацией, также попадает в поле бесперспективных на золотое оруденение пород.

В заключение следует отметить, что геологические процессы, обусловленные длительной и многократной тектономагматической активизацией региона, вероятно, модифицируют первичные особенности состава магматических пород и их изотопные системы.



Поэтому для дальнейшего уточнения истории развития Ольчан-Нерской зоны необходимо сделать более детальный и тщательный отбор образцов как магматических, так и гидротермально измененных пород разного состава для более четкого установления этапов их формирования, модификации и датирования возраста сопутствующей минерализации. При этом желательно привлечение различных изотопных методов датирования, включая Ag-Ag по минералам и U-Pb по циркону.

*Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2014-0008.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев А.И., Кудрин М.В., Фридовский В.Ю. Р-Т условия формирования Дузуньинского гранитоидного массива (Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. С. 343–345.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: «Наука/Интерпериодика», 2001.
3. Baldwin J.A., Pearce J.A. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes // Economic Geology. 1982. Vol. 77. Pp. 665–674.
4. Janoušek V., Farrow C.M., Erban V. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit) // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47. № 6. Pp. 1255–1259.
5. A Mössbauer study of the oxidation state of Fe in silicate melts / K.D.Jayasuriay, H.S.O'Neil, A.J.Berry, S.A.Campbell // American Mineralogist. 2004. Vol. 89. Pp. 1597–1609.
6. PatinoDouce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geological Society, London, Special Publications. 1999. Vol. 168. Pp. 55–75.
7. Pearce J.A., Harris N., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonics Interpretation of Granitic rocks // Journal Petrology. 1984. Vol. 25. № 4. Pp. 956–983.
8. Rao D.R., SHARMAR. Arc magmatism in eastern Kumaun Himalaya, India: A study based on geochemistry of granitoid rocks // Island Arc. 2011. Vol. 20. Pp. 500–519.

## Нижне-Томбинский трапповый комплекс как многофазная интрузия (северо-восток Тунгусской синеклизы)

М.Д.ТОМШИН, А.Г.КОПЫЛОВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39), Р.Ф.САЛИХОВ (Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА», пос. Айхал, ул. Южная, д. 12).

Рассмотрены морфология тел, петрографический и петрогеохимический состав пород Нижне-Томбинского траппового комплекса. Интрузив, считавшийся ранее единым, сформирован в три самостоятельные фазы внедрения. Породы первой фазы соответствуют наиболее распространенному на востоке Сибирской платформы первому петрохимическому типу траппов. Внедлившийся во вторую фазу базитовый расплав имеет признаки докамерной дифференциации, а сформированные им породы относятся к траппам второго петрохимического типа. Своеобразный состав пород интрузии третьей фазы не соответствует ни одному из ранее выделенных петрохимических типов.

*Ключевые слова:* Тунгусская синеклиза, Нижне-Томбинский трапповый комплекс, фазы внедрения, петрохимические типы.

Томшин Михаил Дмитриевич  
Копылова Альбина Георгиевна  
Салихов Равиль Фанисович



tmd@diamond.ysn.ru  
kopylova@diamond.ysn.ru  
SalikhovRF@alrosa.ru

## Lower Tomba trap complex as a multi-phase intrusion (northeastern part of the Tunguska syneclyse)

M.D.TOMSHIN, A.G.KOPYLOVA, R.F.SALIKHOV

Morphology of bodies and petrogeochemical composition of rocks of the Lower Tomba trap complex are discussed. It was established that the intrusive was formed from three independent intrusions emplaced in three phases. The rocks of the first phase intrusion correspond to traps of the first most widespread petrochemical type. Differentiation of the basic melt, which emplaced during the second phase, occurred in pre-chamber conditions. With regard to petrochemical composition, it belongs to the second type traps. Specific composition of the third phase intrusion matches none of the earlier recognized petrochemical types.

*Key words:* Tunguska syneclyse, Lower Tomba trap complex, emplacement phases, petrochemical types.

На северо-восточной окраине Тунгусской синеклизы в зоне ее сочленения с Анабарской антеклизой в верховьях рек Нижняя Томба, Нижний Яролин, Ниниме и Моркока находится поле трапповых интрузивов. Магмовыводящей для них была Вилуйско-Котуйская система глубинных разломов, активизация которых обусловлена разнонаправленными движениями крупных геоблоков в пермо-триасовое время [3, 7, 8]. В результате магматической деятельности в разрезах палеозоя исследуемого района были сформированы разноуровневые протяженные субгоризонтальные трапповые sill, такие как Могды, Ниниме, Моркокинский, Верхне-Вилуйчанский и др. По активным контактам трапповых sill с осадочными породами нижней возрастной границей для них является верхняя пермь. Верхняя граница определяется по контактовому взаимоотношению долеритов второй фазы внедрения

с туфами кочучумской свиты нижнего триаса (рис. 1, скв. III-5). В контактовой зоне наблюдаются инъекции базитовой магмы в туфы, при этом следов закалки и метасоматических преобразований в туфах не отмечено, то есть оба контактирующих вещества были горячими и, следовательно, образовались практически одновременно. Поэтому верхней возрастной границей для траппов следует считать низы нижнего триаса.

По материалам геологосъемочных работ, проведенных в 1950–1960-х гг. и обобщенных в работе А.М.Вилленского [1], считалось, что для трапповых sill района характерны большие мощности и значительный размах внутрикамерной дифференциации от долеритов и габбро-долеритов до гранофиоров. Сульфидная минерализация, установленная в нижних частях Нижне-Томбинской интрузии, а также отмеченная в шлирах гранофиоров и габбро-диоритов рассеянная сульфидная

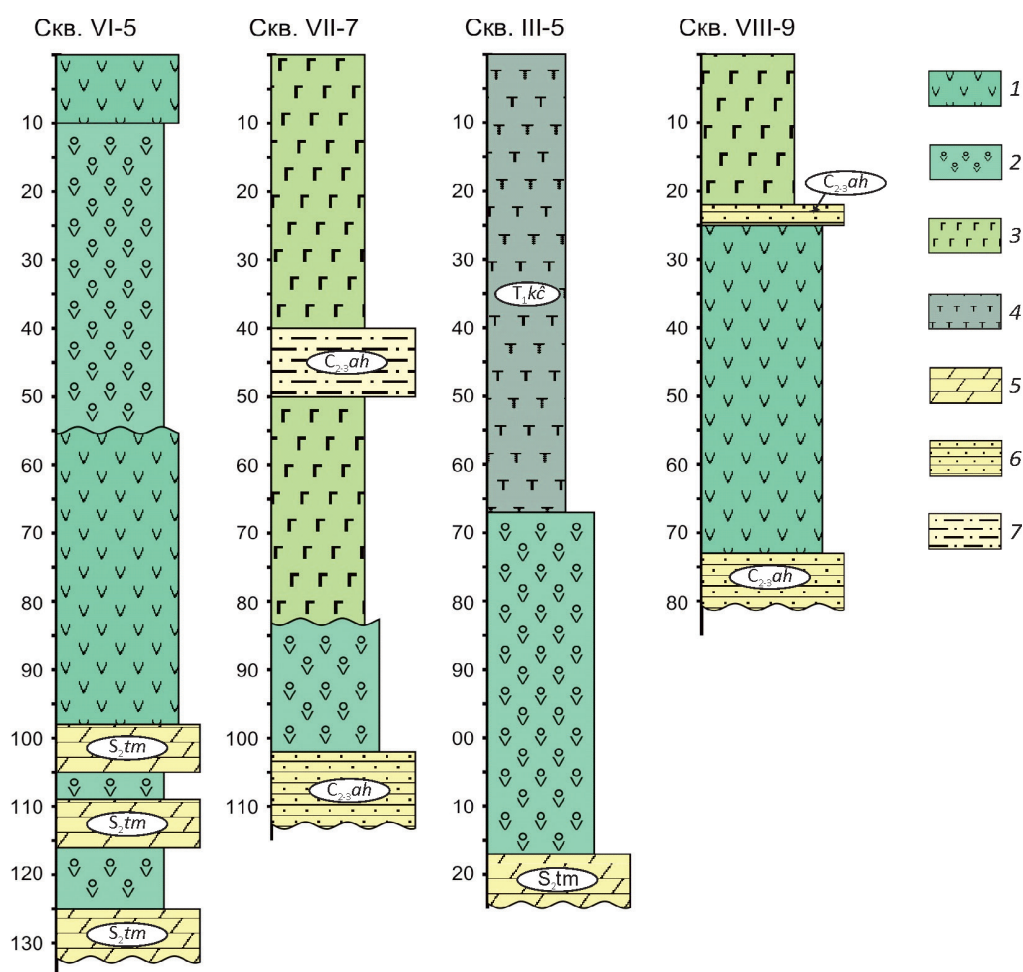


Рис. 1. Положение интрузивов Нижне-Томбинского комплекса в разрезе скважин. По данным Р.Ф.Салихова (АмГРЭ, 2015):

долериты фазы внедрения: 1 – первой, 2 – второй, 3 – третьей; 4 – туфы основного состава кочечумской свиты, Ткч; 5 – карбонатные породы томбинской свиты,  $S_2tm$ ; 6 – песчаники и 7 – алевролиты айхальской свиты,  $C_{2-3}ah$

вкрапленность предполагала для интрузивов данного района наличие медно-никелевого оруденения [1, 4]. В этой связи Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» буровыми работами планировалось полностью вскрыть интрузив. Полученный фактический материал положен в основу данной статьи. Было установлено, что Нижне-Томбинская интрузия сформирована в три фазы. Поэтому в задачу исследований входило: определение формы тел интрузивов, их взаимоотношение и последовательность становления, петро- и геохимические различия и их соответствие ранее выделенным в траппах востока Тунгусской синеклизы [5–8] петрохимическим типам.

Проведенные исследования показали, что первые два интрузива, сформировавшие Нижне-Томбинский интрузивный комплекс, имеют силлообразную форму

тел и залегают согласно с вмещающими осадочными породами. Установлено, что второй (по времени внедрения) силл в западной части территории располагается под первым, а затем в районе верхнего течения р. Нижняя Томба прорывает его, внедряясь в северо-восточном направлении по его кровле. Подобное явление прорыва интрузивом второго петрохимического типа более раннего тела авторы данной публикации наблюдали западнее данной территории в береговых обнажениях р. Верхняя Томба. Форма третьего интрузива неопределенна. Он располагается локально в центре верхней части комплекса. Не выяснено и его возрастное взаимоотношение с двумя предыдущими телами. Предполагается, что становлением данного интрузива заканчивается магматическая деятельность в районе.

*Инtruзив первой фазы* внедрения занимает юго-западную и северо-восточную части Нижне-Томбинского интрузивного комплекса в виде силла с максимальной мощностью около 70 м. Сложен интрузив пойкилоофитовыми габбро-долеритами с переменным содержанием оливина. Максимально обогащенные оливинами (до 7%) разности пород образуют в центральной части интрузива 15–17-метровый горизонт. В сторону кровли и подошвы доля оливина постепенно уменьшается до 2%. Процессы внутрикамерной дифференциации обусловили появление в верхней части залежи не содержащие оливин шлиры габбро-пегматитов и гранофириров, а в приподошвенной – ферро-габбро. В оливинсодержащих разностях габбро-долеритов преобладает пойкилоофитовая структура – крупные ойкокристаллы клинопироксена создают сплошное поле, в котором располагаются все остальные породообразующие минералы. Клинопироксен представлен широкотаблитчатыми кристаллами размером от 1 до 5 мм. По составу минерал отвечает авгиту ( $Wo_{33-35}En_{36-39}Fs_{26-30}$ ). В оливиновых габбро-долеритах он более магнезиальный ( $Wo_{14-28}En_{44-51}Fs_{28-35}$ ), а по содержанию кальция соответствует пижониту. Железистость минерала практически не меняется. В небольших количествах присутствует гиперстен ( $Fs_{44-47}$ ). Порфиновый плагиоклаз практически отсутствует, а минерал основной массы образует лейсты и призмы лабрадор-битовнитового состава ( $An_{77-65}$ ), реже основность плагиоклаза опускается до андезина ( $An_{34}$ ). Оливин ( $Fa_{49-67}$ ) образует две морфологические группы: крупные (до 1 мм) изометричные кристаллы и скопления мелких округлых зерен. Окисно-рудные минералы (до 3%) представлены изометричными табличками ильменита и скелетными агрегатами титаномагнетита. Имеющие ограниченное распространение мезостазисные участки содержат продукты раскристаллизации остаточного кислого расплава – кварц, ортоклаз, мусковит, хлорит.

В прикровлевых горизонтах силла появляются шлиры габбро-пегматитов. Это крупнозернистые лейкократовые породы с габбро-офитовой в сочетании с габбро-пегматитовой структурой. Последняя обусловлена мирмекитовым прорастанием плагиоклаза и клинопироксена. Плагиоклаз имеет кислый лабрадор-андезиновый состав ( $An_{55-47}$ ), авгит максимально обеднен магнием ( $Wo_{37}En_{21}Fs_{42}$ ), оливин отсутствует. Количество окисно-рудных минералов в габбро-пегматитах увеличивается до 10%. Фиксируется сыпь сульфидных минералов. Шлиры феррогаббро (до 1 м в поперечнике) наблюдаются в нижней части силла и представлены крупно- и гигантозернистыми лейкократовыми породами с габбровой или габбро-офитовой структурами. Зерна плагиоклаза ( $An_{47-39}$ ) достигают размеров 1 см. Минерал часто замещен калишпатом. По призмам железистого авгита развивается бурая роговая обманка, установлены кристаллы бронзита и амфибола и кварц.

Таким образом, данная интрузия дифференцирована от оливиновых габбро-долеритов до феррогаббро и гранофириров. Сульфидная минерализация представлена редкой вкрапленностью преимущественно в шлирах.

*Инtruзив второй фазы* внедрения в основном выполняет центральную часть и восточное крыло Нижне-Томбинского интрузивного комплекса. Максимальная мощность интрузива 115 м. При прорыве данным интрузивом силла долеритов первой фазы внедрения, как предполагают авторы, произошло частичное отщепление магмы придонных частей магматического клина. Отделившийся расплав, образуя маломощные (2–5 м) интрузивные инъекции, уходил в карбонатные породы, подстилающие интрузив первой фазы (см. рис. 1, скв. VI-5). Интрузив второй фазы сложен оливиновыми разностями габбро-долеритов вплоть до троктолитов (17% оливина), формирующих в средней части залежи линзообразные обособления. В сторону кровли и подошвы количество оливина постепенно уменьшается до 2–3%. Габбро-долериты интрузива имеют пироксенофирировый тип структуры и отличаются такситовой текстурой. Пространство между ойкокристаллами клинопироксена заполнено мелкими лейстами и призмами плагиоклаза, мелкими зернами оливина, пироксена и нераскристаллизованным стекловатым мезостазисом, количество которого может достигать 12%. К подошве залежи количество мезостазиса уменьшается и увеличивается его раскристаллизованность. Основные породообразующие минералы габбро-долеритов представлены двумя генерациями. Максимальное количество минералов первой генерации концентрируется в троктолитовых разностях, в оливиновых габбро-долеритах их существенно меньше, и они практически отсутствуют в оливинсодержащих породах. Плагиоклаз первой генерации образует крупные (1–1,5 мм) порфиновые призмы и таблицы битовнита ( $An_{86-72}$ ), а в основной массе – мелкие (0,2–0,3 мм) короткие лейсты и призмы лабрадор-андезина ( $An_{70-47}$ ). Ойкокристаллы пироксена могут достигать 1 см в поперечнике, создавая пироксенофирировый облик структуры. В их центральных частях минерал по составу отвечает авгиту ( $Wo_{37-39}En_{42-43}Fs_{18-21}$ ). По периферии таблиц и в основной массе – более железистый ( $Wo_{26-40}En_{35-45}Fs_{25-29}$ ). Редко железистость минерала может опускаться до  $Fs_{11-13}$ . По клинопироксену часто развиваются пертитовые прорастания бронзита ( $Fs_{36-46}$ ), который образует и самостоятельные зерна. Оливин в троктолитовых и оливиновых габбро-долеритах отвечает двум генерациям: крупные идиоморфные порфиновые кристаллы гиалосидерита ( $Fa_{34-36}$ ) и мелкие округлые скопления зерен более железистой его разности ( $Fa_{41-48}$ ). В сложении основной массы участвуют титаномагнетит и ильменит.

*Третий интрузив* расположен локально в центре Нижне-Томбинского интрузивного комплекса. Максимально вскрытая его мощность составляет 73 м. Одной из скважин (рис.1 скв.VII-7) в средней части





## 2. Средние содержания петрогенных (в массовых долях %) и редких (в г/т) элементов в траппах Нижне-Томбинского объекта и восточного борта Тунгусской синеклизы

| Компоненты                     | Нижне-Томбинский объект |       |       | Восточный борт Тунгусской синеклизы [6, 8] |       |       |
|--------------------------------|-------------------------|-------|-------|--------------------------------------------|-------|-------|
|                                | Фаза                    |       |       |                                            |       |       |
|                                | 1                       | 2     | 3     | 1                                          | 2     | 3     |
| SiO <sub>2</sub>               | 49,23                   | 48,84 | 52,65 | 49,01                                      | 51,55 | 49,35 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,59                    | 1,06  | 0,93  | 1,51                                       | 1,04  | 2,26  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,68                   | 15,81 | 15,23 | 15,04                                      | 14,96 | 13,44 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,14                    | 3,61  | 3,44  | 4,37                                       | 3,93  | 5,84  |
| FeO                            | 8,81                    | 7,70  | 5,99  | 8,01                                       | 6,53  | 9,27  |
| MnO                            | 0,20                    | 0,17  | 0,14  | 0,21                                       | 0,18  | 0,26  |
| MgO                            | 6,23                    | 8,41  | 6,66  | 6,57                                       | 6,97  | 5,30  |
| CaO                            | 10,83                   | 11,06 | 10,59 | 10,92                                      | 10,90 | 9,54  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,16                    | 1,91  | 1,93  | 2,24                                       | 2,04  | 2,41  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,48                    | 0,38  | 0,93  | 0,53                                       | 0,81  | 0,75  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,16                    | 0,10  | 0,11  | 0,16                                       | 0,13  | 0,24  |
| H <sub>2</sub> O               | 0,77                    | 0,67  | 0,98  | 0,83                                       | 0,74  | 0,66  |
| Сумма                          | 99,29                   | 99,93 | 99,75 | 99,40                                      | 99,78 | 99,32 |
| Mg#                            | 47                      | 58    | 57    | 48                                         | 54    | 31    |
| Ni                             | 110                     | 172   | 33    | 121                                        | 81    | 28    |
| Co                             | 47                      | 52    | 38    | 53                                         | 40    | 43    |
| Cr                             | 180                     | 240   | 110   | 145                                        | 169   | 74    |
| V                              | 301                     | 250   | 196   | 237                                        | 191   | 304   |
| Sc                             | 48                      | 41    | 37    | 35                                         | 32    | 38    |
| Ba                             | 177                     | 141   | 253   | 162                                        | 205   | 200   |
| Sr                             | 178                     | 160   | 181   | 222                                        | 195   | 153   |
| Zr                             | 157                     | 111   | 149   | 118                                        | 77    | 191   |
| Y                              | 26                      | 19,4  | 18    | 24                                         | 21    | 35    |
| Nb                             | 10                      | 6,9   | 8,11  | 8,9                                        | 7,4   | 11,5  |
| N                              | 10                      | 21    | 9     | 123                                        | 104   | 18    |

Примечание. N – число анализов.

установлен десятиметровый ксеноблок алевролитов айхальской свиты (C<sub>2-3ah</sub>). Интрузив сложен средне- и мелкозернистыми габбро-долеритами с долеритовой структурой. Отличительная особенность габбро-долеритов – постоянное присутствие как стекловатого, так и частично раскристаллизованного мезостазиса, количество которого колеблется от 2 до 19%, чаще всего составляя 8–10%. Степень раскристаллизации стекловатого мезостазиса увеличивается с глубиной, где развиваются ортоклаз, скелетные кристаллы титаномагнетита и хлорито-слюдистый агрегат. Второе отличие – низкое содержание в породе (1–3,5%) полностью замещенного боулингитом оливина. В интрузиве отсутствуют признаки дифференциации вещества, он сложен одним типом пород, что свидетельствует о гипабиссальной природе его становления.

Основной породообразующий минерал габбро-долеритов – плагиоклаз – представлен единичными порфировыми зернами и короткими лейстами и призмами размером 0,2–0,3 мм лабрадор-андезиновое состава (An<sub>71-35</sub>). Плагиоклаз часто имеет зональное строение, и по нему развивается ортоклаз. Клинопироксен име-

ет форму овальных таблиц одинаковой с плагиоклазом размерности. Состав минерала нестабилен и изменяется в широком диапазоне (Wo<sub>13-40</sub>En<sub>22-49</sub>Fs<sub>11-43</sub>), отдельные кристаллы sdвойникованы. Окисно-рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом.

Выделенные по структурно-петрографическим признакам интрузивы разных фаз внедрения отличаются и по особенностям химического и микроэлементного составов. Магма первой фазы внедрения в среднем обогащена относительно пород остальных фаз титаном (TiO<sub>2</sub> 1,59%), фосфором (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,16%), в ней выше суммарное содержание железа (FeO 12,54%) (таблицы 1, 2 и рис. 2). Индекс магнезиальности Mg# изменяется в пределах 46–50 и увеличивается до 58 только в горизонтах, обогащенных оливином. Характерная черта долеритов интрузии второй фазы внедрения – их высокая магнезиальность (Mg#=53–66), что определено повышенным содержанием оливина в породах. Количество индикаторных оксидов в данном интрузиве ниже (TiO<sub>2</sub> 1,06%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,10% и FeO 10,94%), чем в интрузиве первой фазы. Широкое присутствие в породах второй фазы основного плагиоклаза (до битовнита) обусловило как

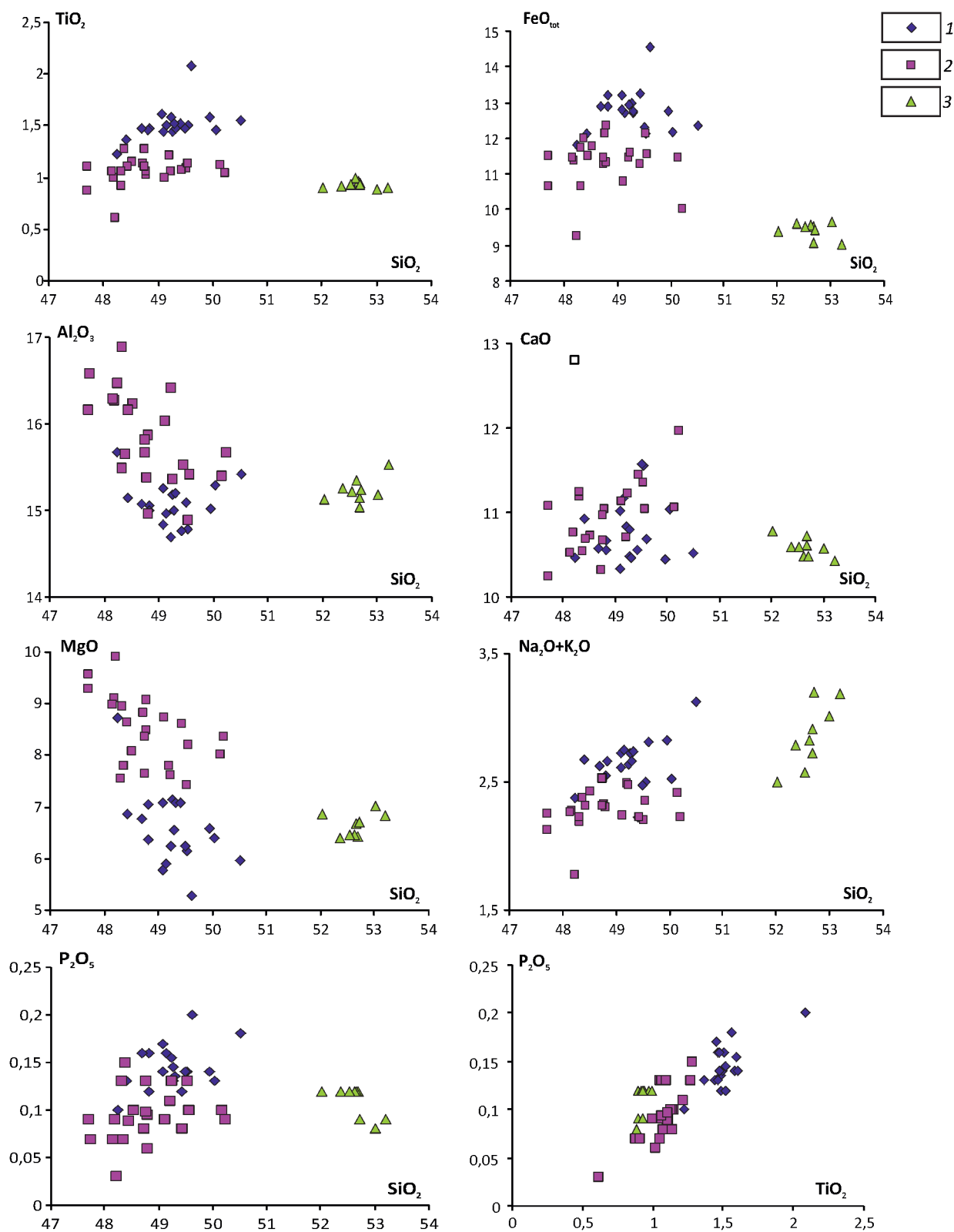


Рис. 2. Корреляционные отношения породообразующих оксидов в породах Нижне-Томбинского комплекса:

долериты фазы внедрения: 1 – первой, 2 – второй, 3 – третьей

## 3. Содержания редких элементов в представительных пробах траппов Нижне-Томбинского объекта (в г/т)

| Элементы | Фаза      |        |       |       |       |
|----------|-----------|--------|-------|-------|-------|
|          | 1         |        | 2     |       | 3     |
|          | Образцы   |        |       |       |       |
|          | VIII-9-71 | IX-3-6 | 5-117 | 18-12 | 7-65  |
| Rb       | 16,2      | 15,3   | 12,7  | 10,9  | 41,0  |
| Ba       | 188       | 167    | 146   | 114   | 314   |
| Sr       | 242       | 253    | 217   | 199   | 280   |
| Th       | 2,39      | 2,29   | 1,85  | 1,28  | 3,88  |
| U        | 0,57      | 0,51   | 0,37  | 0,20  | 1,32  |
| Zr       | 104       | 93,4   | 73,8  | 66,5  | 106   |
| Hf       | 3,02      | 2,67   | 2,23  | 1,85  | 3,14  |
| Nb       | 4,61      | 4,35   | 3,68  | 2,95  | 7,77  |
| Ta       | 0,36      | 0,34   | 0,29  | 0,19  | 0,61  |
| Y        | 30,2      | 27,3   | 23,2  | 20,2  | 22,7  |
| Pb       | 2,17      | 1,96   | 2,08  | 1,31  | 5,26  |
| La       | 12,4      | 12,5   | 9,70  | 8,60  | 20,0  |
| Ce       | 28,4      | 28,6   | 22,5  | 19,4  | 43,3  |
| Pr       | 3,81      | 3,88   | 3,19  | 2,67  | 5,55  |
| Nd       | 16,5      | 15,6   | 14,2  | 11,4  | 21,5  |
| Sm       | 4,11      | 4,33   | 3,65  | 3,10  | 4,97  |
| Eu       | 1,23      | 1,18   | 1,00  | 0,933 | 1,10  |
| Gd       | 4,95      | 4,49   | 3,69  | 3,07  | 4,17  |
| Tb       | 0,76      | 0,84   | 0,64  | 0,54  | 0,68  |
| Dy       | 5,32      | 4,74   | 4,19  | 3,48  | 4,14  |
| Ho       | 1,15      | 1,06   | 0,90  | 0,84  | 0,92  |
| Er       | 3,49      | 3,17   | 2,68  | 2,41  | 2,61  |
| Tm       | 0,45      | 0,42   | 0,43  | 0,29  | 0,35  |
| Yb       | 2,95      | 2,85   | 2,63  | 2,12  | 2,36  |
| Lu       | 0,41      | 0,42   | 0,38  | 0,30  | 0,34  |
| ΣREE     | 83,73     | 86,35  | 69,75 | 59,04 | 112,0 |
| (La/Yb)n | 3,41      | 3,02   | 2,44  | 2,91  | 6,08  |
| (Gd/Yb)n | 1,30      | 1,39   | 1,16  | 1,20  | 1,46  |
| Eu/Eu*   | 0,84      | 0,81   | 0,83  | 0,92  | 0,74  |
| Nb/Nb*   | 0,29      | 0,35   | 0,28  | 0,32  | 0,32  |

Примечание. Элементы определены методом ICP-MS на приборе Elan 6100 DRC (ИМГРЭ); аналитик Д.З.Журавлев; Nb/Nb\* = 0,3618 × Nb/V(La × Th); Eu/Eu\* = Eu<sub>n</sub>/0,5(Sm + Gd)<sub>n</sub>, n – значения нормализованы по составу хондрита [9].

повышенную глиноземистость пород в целом, так и более существенный интервал ее изменения (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,8–16,9%). Фигуративные точки состава долеритов интрузии третьей фазы внедрения на корреляционных графиках отношений петрогенных окислов составляют обособленную группу. Это более кремнекислые породы с повышенным средним содержанием SiO<sub>2</sub> 52,65% и K<sub>2</sub>O 0,93% и с минимальным титана (TiO<sub>2</sub> 0,93%) и железа (FeO 9,08%). Индекс магнетиальности изменяется в пределах 55–58.

Значимые различия установлены и в содержаниях микроэлементов (см. таблицы 1–3). На графиках отношений редких элементов точки значений содержаний в долеритах разнофазных интрузивов образуют отдельные поля, фиксируя тем самым свойственный каждому из них своеобразный состав микроэлементов (рис. 3). В долеритах интрузива первой фазы фиксируются повышенные содержания элементов HFSE – Zr, Y, Nb и

V. Более магнетиальные долериты второй фазы обогащены элементами группы железа – Ni, Co, Cr. Самые низкие содержания элементов группы железа зафиксированы в породах интрузива третьей фазы внедрения.

На спайдер-диаграммах для долеритов всех фаз Нижне-Томбинского комплекса проявлен Nb-Ta минимум, типичный для интрузивного траппового магматизма Сибирской платформы в целом (рис. 4, а). Распределение элементов показывает обогащение всеми несовместимыми элементами долеритов первой фазы относительно пород второй. Для распределения REE в долеритах I и II фаз характерно умеренное фракционирование, невысокое суммарное содержание, наличие незначительной отрицательной европиевой аномалии (см. рис. 4, б). Индикаторные данные для долеритов I фазы следующие: ΣREE=83–86 г/т, (La/Yb)<sub>n</sub> × n=3,41–3,02, Eu/Eu\*=0,81–0,84; для долеритов II фазы: ΣREE=59–70, (La/Yb)<sub>n</sub>=2,4–2,9, Eu/Eu\*=0,83–0,92.



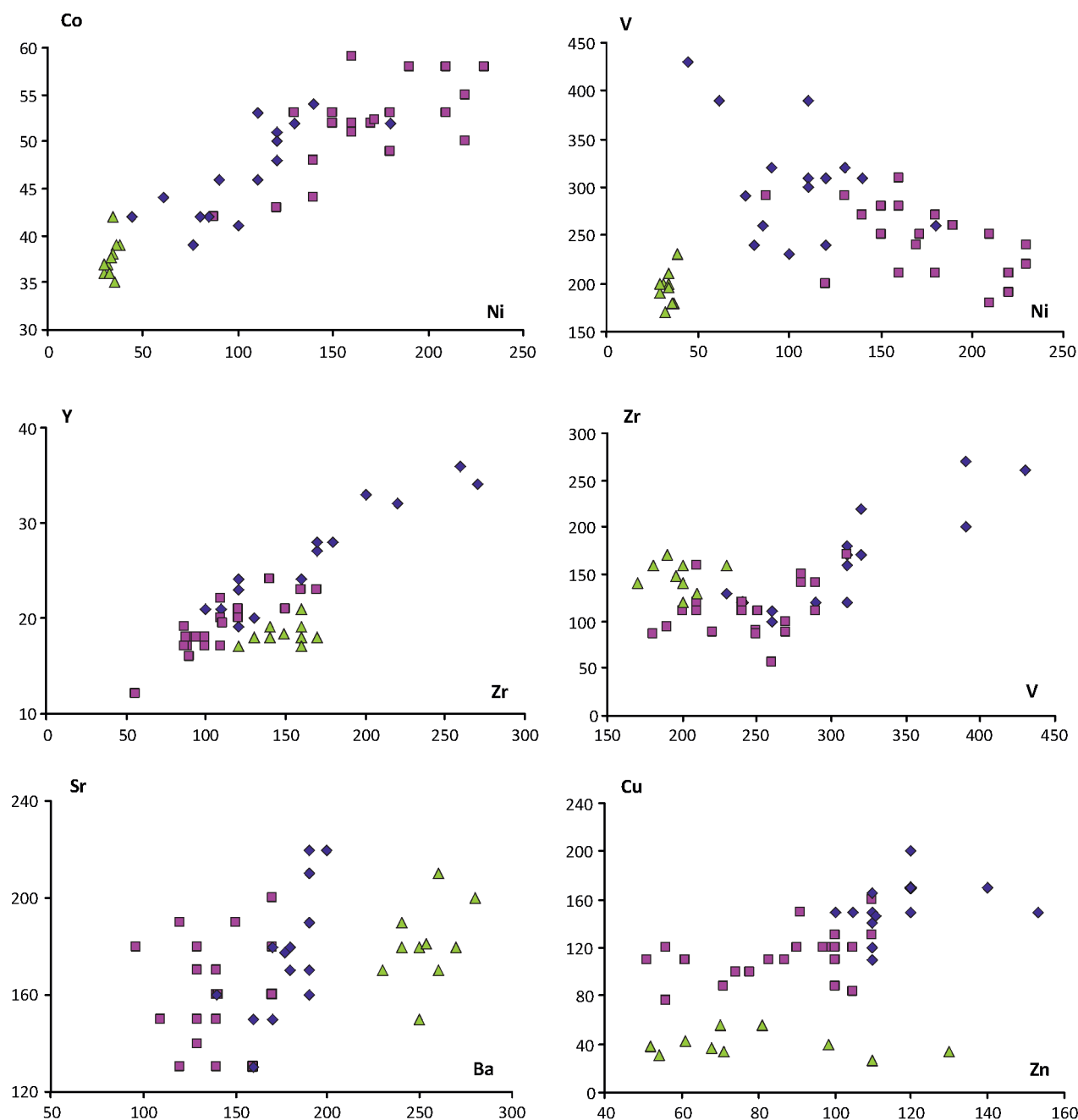


Рис. 3. Корреляционные отношения редких элементов в породах Нижне-Томбинского комплекса:

для построения использованы данные эмиссионного спектрального анализа, приведенные в табл. 1; см. услов. обозн. к рис. 2

Наиболее яркими геохимическими чертами долеритов интрузива третьей фазы внедрения являются максимальные содержания крупноионных Ba, Rb, высокозарядных Th, U, Nb, Ta и LREE. Они характеризуются более высокой суммой редкоземельных элементов ( $\Sigma\text{REE}=112$  г/т). При этом значительно фракционированы легкие лантаноиды  $(\text{La/Yb})_n=6,08$  и более слабый

уровень дифференциации в области тяжелых  $(\text{Gd/Yb})_n=1,46$ . Подобное распределение элементов логичнее всего объяснить разубоживанием базитовой магмы коровым веществом. В результате возрастает роль легких REE при практически неизменном количестве тяжелых и происходит обогащение такими элементами, как Si, Rb, Ba, Th, U, Pb.

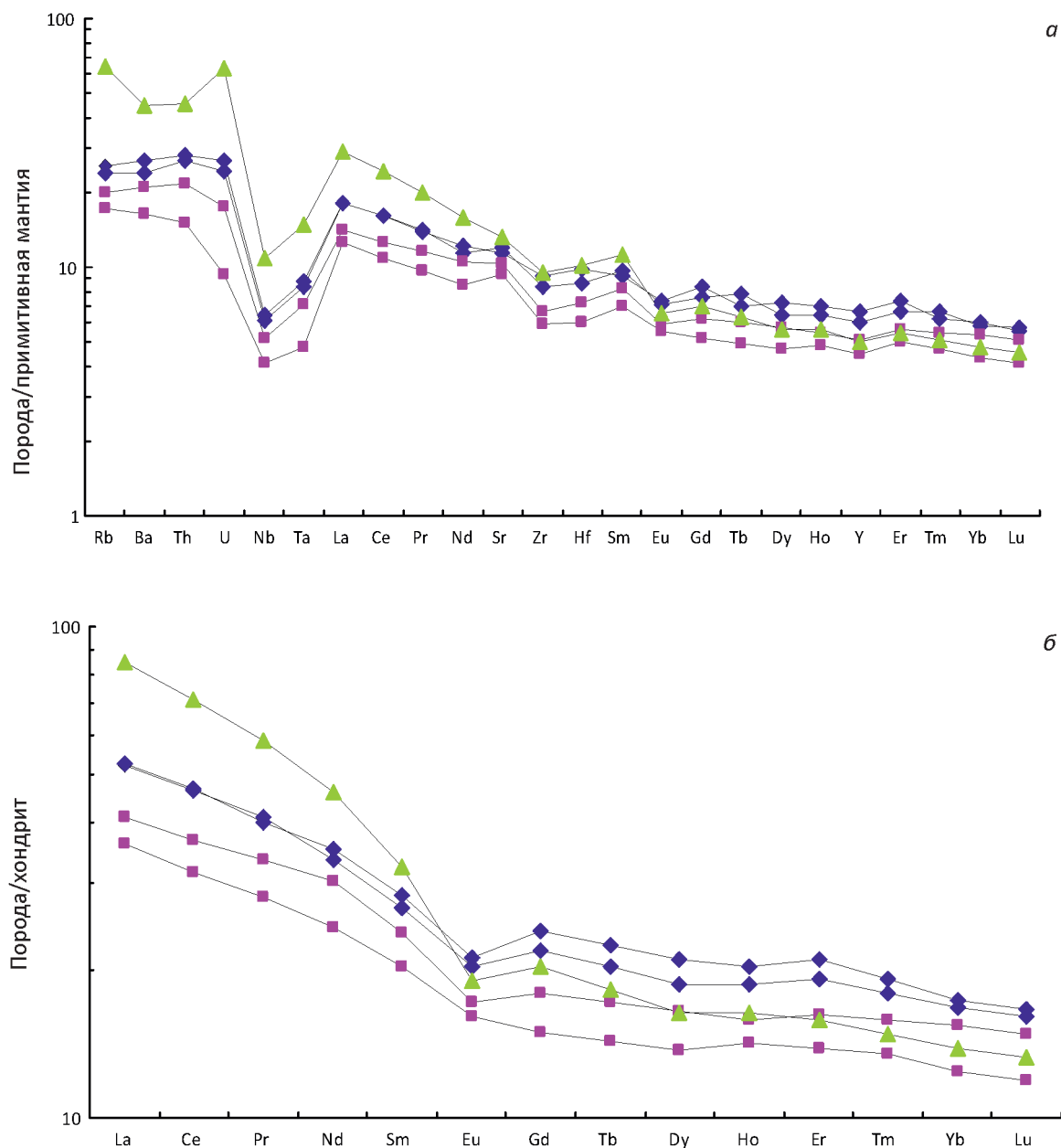


Рис. 4. Распределение в породах Нижне-Томбинского комплекса редких элементов, нормированных [9] к примитивной мантии (а), и редкоземельных элементов, нормированных к хондриту (б):

см. услов. обозн. к рис. 2

Предыдущими работами по траппам восточной части Тунгусской синеклизы среди них были выделены три петрохимических типа [5–8] пород, имея в виду понятие петрохимического типа, предложенное в [2] и развернутое в [5, 6]. К первому типу отнесены умереннотитанистые долериты с содержанием  $\text{TiO}_2$  1,2–2,1 и  $\text{FeO}_{\text{общ.}}$  12–13%, к низкотитанистому второму – траппы с содержанием  $\text{TiO}_2$  0,7–1,2 и  $\text{FeO}_{\text{общ.}}$  9–11%, для вы-

сокотитанистого третьего петрохимического типа характерны содержания  $\text{TiO}_2$  2,05–4,2 и  $\text{FeO}_{\text{общ.}}$  14–18% с соответствующим набором микроэлементов. По своим петрохимическим и геохимическим характеристикам долериты интрузивов первой и второй фаз внедрения Нижне-Томбинского комплекса соответствуют первому и второму петрохимическим типам трапповых интрузий востока Тунгусской синеклизы (см. табл. 2).

Траппы третьей фазы отличаются от долеритов интрузивов первых двух фаз внедрения и не соответствуют третьему петрохимическому типу, что вероятно связано с влиянием корового материала.

Таким образом, в ходе выполнения настоящих работ установлено, что магматические образования Нижне-Томбинского комплекса по петрографическим и геохимическим признакам делятся на три группы. Каждой фазе внедрения соответствует свой петрографический и петрохимический тип. Образованный в первую фазу внедрения интрузив первого петрохимического типа соответствует наиболее распространенному типу траппов Тунгусской синеклизы [5–8]. Его расплав дифференцирован во внутрикамерной обстановке от оливиновых габбро-долеритов до феррогаббро. Внедрившаяся во вторую фазу базитовая магма второго петрохимического типа прошла этап протокристаллизации в докамерной обстановке, где наблюдалась интенсивная кристаллизация основных породообразующих минералов ранней генерации. Петрографическое своеобразие пород третьей фазы внедрения свидетельствует об их приповерхностной или лавовой природе. Они не соответствуют выделенному ранее [5, 7] третьему петрохимическому типу пород. Ассимиляция терригенного материала карбона (наличие их ксенолитов в разрезе тела подтверждает это) изменила геохимический облик базитов, получить которые невозможно в ходе дифференциации магмы как во внутрикамерной, так и в докамерной обстановках.

*Работа выполнена в рамках программы НИР Института и при финансовой поддержке АК «АЛРОСА» (ОАО).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виленский А.М.* Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. – М.: Наука, 1967. 270 с.
2. *Виленский А.М., Олейников Б.В.* Принципы классификации интрузивных трапповых образований Сибирской платформы // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. – М.: Наука, 1970. С. 78–102.
3. *Горништейн Д.К., Петров А.Ф.* Морфокинетическая характеристика разломов восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории Якутской АССР. – Якутск, 1976. С. 136–149.
4. *Мацак М.С., Панкратов А.А., Пономаренко А.И.* Об открытии интрузий, несущих сульфидную никелевую минерализацию на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы // Геология рудных месторождений. 1966. № 2. С. 95–97.
5. *Копылова А.Г., Томшин М.Д.* Геохимия траппов восточной части Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 80–88.
6. *Томшин М.Д., Копылова А.Г., Тян О.А.* Петрохимическое разнообразие траппов восточной периферии Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 72–82.
7. *Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы / М.Д.Томшин, М.И.Лелюх, С.Г.Мишенин и др. // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 19–24.*
8. *Geochemical and isotope characteristics of intrusive traps in the eastern Siberian Platform / M.D.Tomshin, A.G.Kopylova, A.E.Vasilyeva et al. // 14<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific Geoconferences. 2014. Albena, Bulgaria. Pp. 113–120.*
9. *Sun S. S., McDonough, W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Public.* 1989. Vol. 42. Pp. 313–345.

## О наложенной рудной минерализации на россыпное проявление р. Каменистый (северо-восток Сибирской платформы)

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

В результате изучения минералого-геохимических особенностей россыпного золота и полевых исследований обосновано наличие наложенной рудной минерализации на россыпное проявление р. Каменистый. Обнаружение рудной минерализации в зоне тектонической трещиноватости в плотике россыпи р. Каменистый дает основание прогнозировать в бассейне р. Эбелях золоторудные проявления.

*Ключевые слова:* россыпное проявление, типоморфные признаки, агрегатное золото, низкотемпературная минерализация, зона разломов.

Герасимов Борис Борисович  
Никифорова Зинаида Степановна



bgerasimov@yandex.ru  
znikiforova@yandex.ru

## Superimposed mineralization on placer manifestation, Kamenisty brook (north-eastern Siberian platform)

B.B.GERASIMOV, Z.S.NIKIFOROVA

Presence of superimposed mineralization on earlier formed placer manifestation is proved as a result of study of mineralogic-geochemical features of placer gold from Kamenisty brook and field studies. In gutter, mineralization zone is identified, represented by siliceous and sulphidized dolomites, which gives grounds to predict formation of gold occurrence in the Ebelyakh river basin.

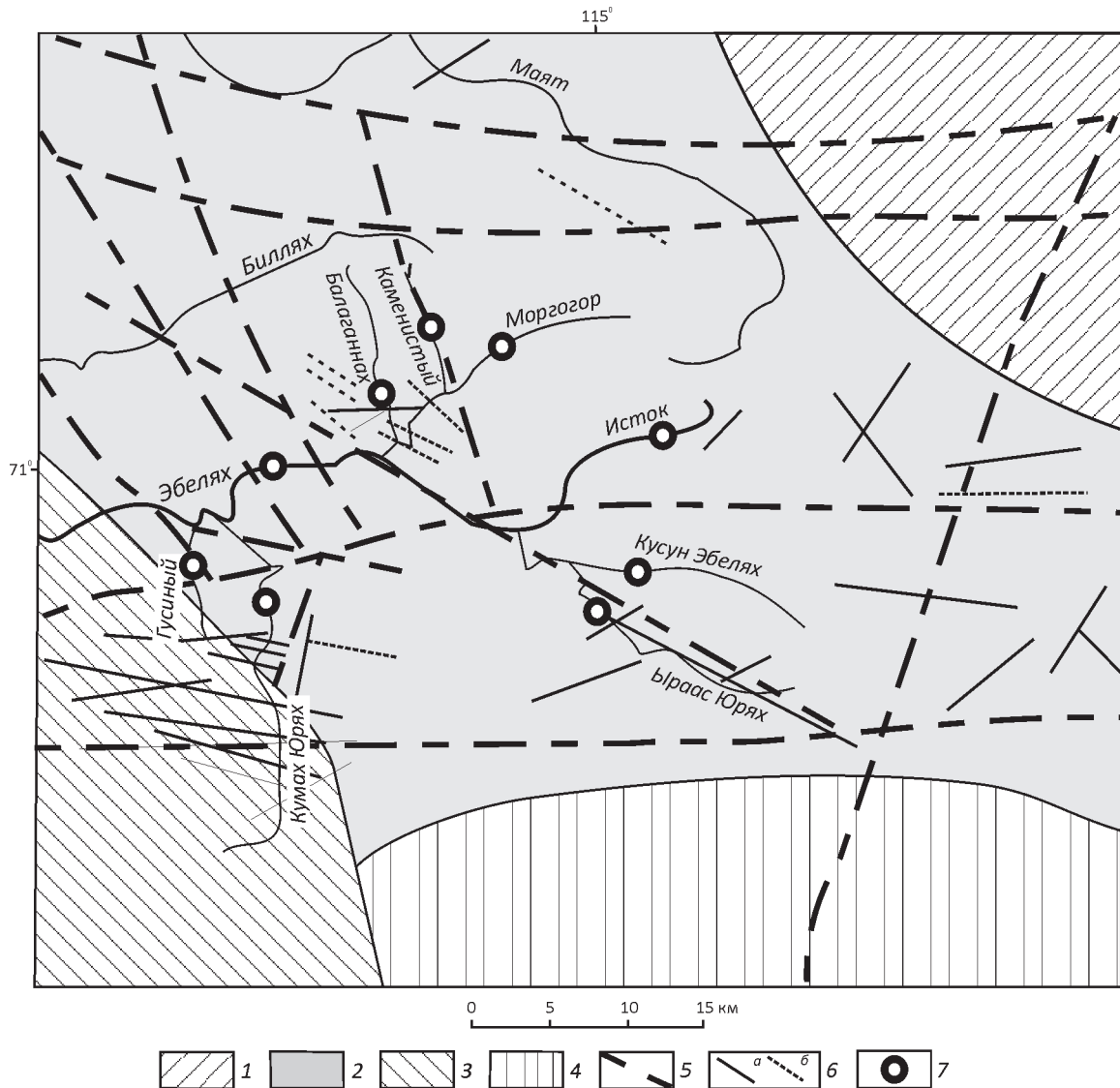
*Key words:* placer manifestation, typomorphic features, aggregate gold, low temperature mineralization, fault zone.

Комплексное золотоалмазоносное россыпное проявление р. Каменистый (бассейн р. Эбелях) находится на северо-востоке Сибирской платформы и относится к Анабарскому россыпному району. На исследуемой территории распространены карбонатные породы кембрия, терригенные и вулканогенные образования перми и триаса, а также рыхлые неогеновые и четвертичные отложения. Магматические породы представлены интрузивными телами основного и щелочно-ультраосновного составов триасового возраста. Россыпепроявление расположено в пределах Лено-Попигайского вала, осложненного структурой II порядка – Эбеляхским поднятием блокового строения. Большое значение в развитии района имеют дизъюнктивные нарушения [15], образующие несколько систем различного направления (рис.1). В период мезозойской тектономагматической активизации произошло омоложение древних систем глубинных разломов (Молодо-Попигайской) и образование серии новых разрывных нарушений [8, 15]. Следует отметить, что заложение большинства рек в Анабарском районе происходило по тектоническим нарушениям в мезозойское время [8]. В районе выявлены многочисленные россыпные место-

рождения алмазов [13], в которых обнаружено золото с содержанием от 10 до 300 мг/м<sup>3</sup>. Наиболее высокие концентрации золота выявлены в современных аллювиальных отложениях.

Авторами изучены типоморфные признаки россыпного золота (более 5000 знаков) из валовых проб, отобранных из шурфов, пройденных по аллювиальным отложениям бассейна р. Эбелях (см. рис. 1). Преобладающая часть изученного золота относится по размерам выделений к мелкой и весьма мелкой фракциям и имеет пластинчатую (35%), тороидальную (40%), шаровидно-пустотелую (15%) и комковидную (10%) формы. Пробность у 80% золотинок высокая (900–1000%). Внутреннее строение золотинок представлено в основном структурами рекристаллизации, часто с межзерновыми высокопробными прожилками, с мощной весьма высокопробной оболочкой, что свидетельствует о его глубоком преобразовании. Совокупность выявленных типоморфных признаков свидетельствует о том, что современные россыпные золотоносные проявления сформировались в основном за счет многократного переотложения мелкого высокопробного золота из древних золотоносных коллекторов.





**Рис. 1. Схема тектонического строения Эбеляхского района.** По данным И.Б.Рубенчика и др. [15] с изменениями и дополнениями:

1 – Лено-Анабарский прогиб; 2 – Лено-Попигайский вал; 3 – северо-восточный склон Анабарского поднятия; 4 – Суханский прогиб; 5 – разломы в фундаменте по геофизическим данным; 6 – разрывные нарушения в осадочном чехле: а – установленные, б – предполагаемые; 7 – места отбора валовых проб

Вместе с тем, наряду с окатанным высокопробным золотом в аллювиальных отложениях р. Каменистый (правый приток р. Моргогор) обнаружено около 10% золота своеобразной морфологии – «агрегатного» строения. «Агрегатное» золото представляет собой конгломерат, состоящий из нескольких сцементированных окатанных золотинок различной морфологии – тороидальной, комковидной и пластинчатой формы размером от 0,05 до 0,2 мм (рис. 2, а–в). В качестве цемента выступает наложенное ртутистое золото, покрывающее в виде пленки окатанные золотины в основном высокой (900–1000‰) пробы. Поверхность наложенного

золота характеризуется мозговидной микроскульптурой (см. рис. 2, а–в). Пробность его средняя (850‰), максимальное содержание Hg достигает 12,8% (см. рис. 2, г). Распределение Hg неравномерное. Так, в одной золотине содержание Hg колеблется от 3 до 12%. Внутреннее строение данного золота пористое, отмечается зональность (см. рис. 2, д).

Происхождение ртутистого золота до сих пор остается остро дискуссионным. Подобное золото ранее было выявлено как на юго-востоке Сибирской платформы (бассейн р. Витим), так и на отдельных участках бассейна р. Виллой (Виллойская синеклиза).

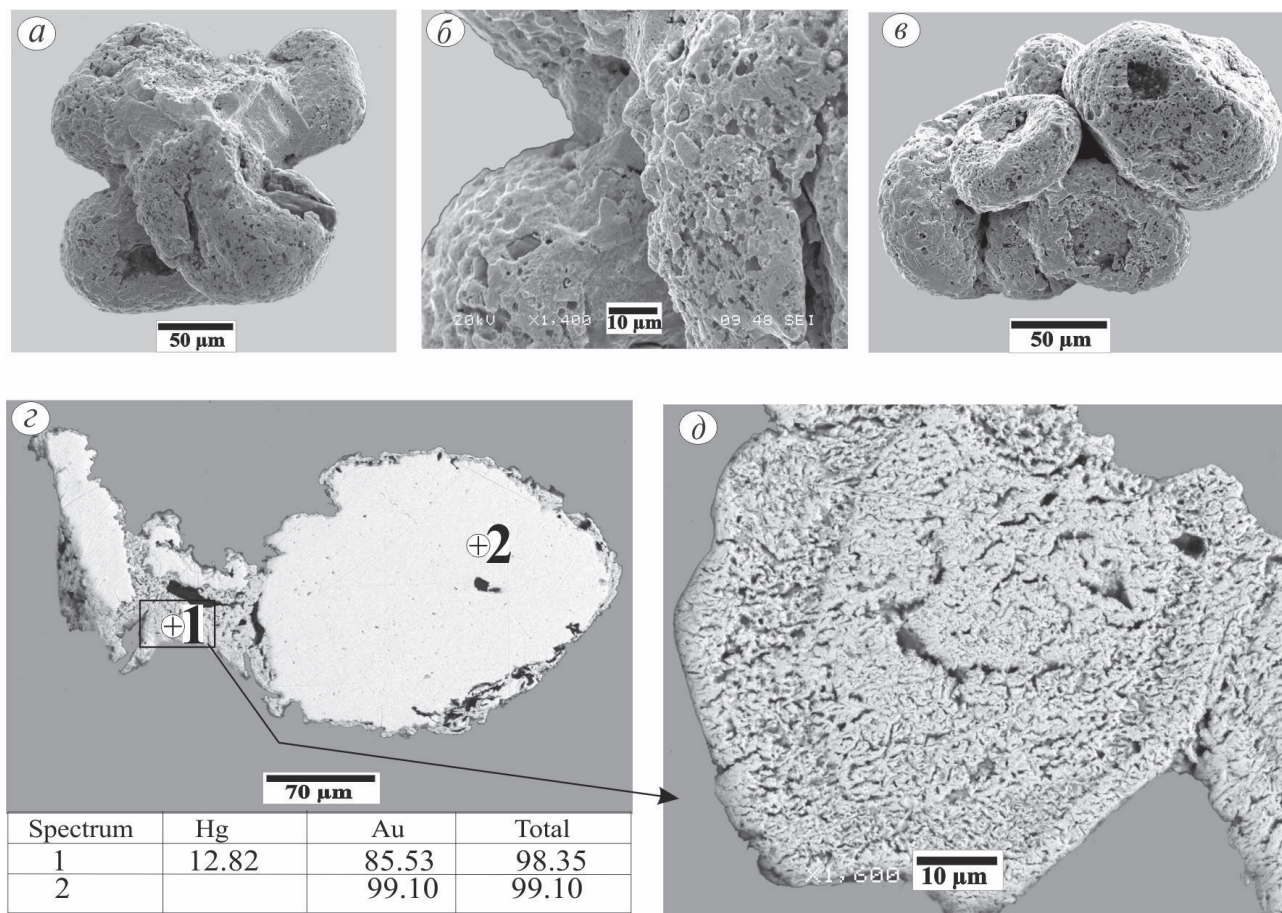


Рис. 2. Морфологические особенности агрегатного золота:

*а* – агрегатное золото; *б* – мозговидная поверхность в увеличенном масштабе; *в* – сцементированные золотины тороидальной формы; *г* – поперечный срез агрегатного золота и его химический состав; *д* – деталь: внутреннее строение наложенного ртутистого золота (протравлено реактивом на основе царской водки, хромового ангидрида, хлористого железа и тиомочевины)

Генезис «амальгамированного» золота объяснялся предшественниками тем, что в этих районах велась добыча мелкого и тонкого золота с применением ртути. Поэтому одни исследователи связывали его генезис с техногенными процессами, а другие его происхождение объясняли рудной минерализацией, пространственно проявленной в зонах глубинных разломов. «Агрегатное» золото было обнаружено также пермскими геологами на Восточно-Европейской платформе [3]. По данным Б.М.Осовецкого [11, 12], оно встречается в четвертичных россыпях Узбекистана, террасовых отложениях бассейна р. Зей, а также в мезозойских и современных россыпных проявлениях Восточно-Европейской платформы и в других регионах. Наиболее детально изучено ртутистое золото агрегатного строения Вятско-Камской впадины В.А.Наумовым, И.Я.Илалтдиновым и Б.М.Осовецким [3–5, 11, 12], которые пришли к выводу, что это продукт природной амальгамации самородного золота. По их предполо-

жению, низкотемпературные золотоносные гидротермы, обогащенные ртутью, поступали по зонам глубинных разломов в период проявления мезозойской тектономагматической активизации. Действительно, в зонах глубинных разломов могут формироваться минерализованные участки с высокими содержаниями самородных металлов и интерметаллидов [7, 10, 13]. По мнению А.Д.Савко и Л.Т.Шевырева [14], по участкам распространения Hg-содержащего золота можно обнаружить крупные разломы глубокого заложения. Н.А.Озерова [10] выявила закономерную приуроченность Hg-содержащих флюидов к разломам планетарного масштаба.

Некоторые исследователи находки амальгам Au, Ag, Pt и других металлов в аллювиальных россыпях рассматривают как свидетельство современной флюидной дегазации Земли, проявляющейся в пределах глубинных разломов при проявлении тектономагматической активизации [9].



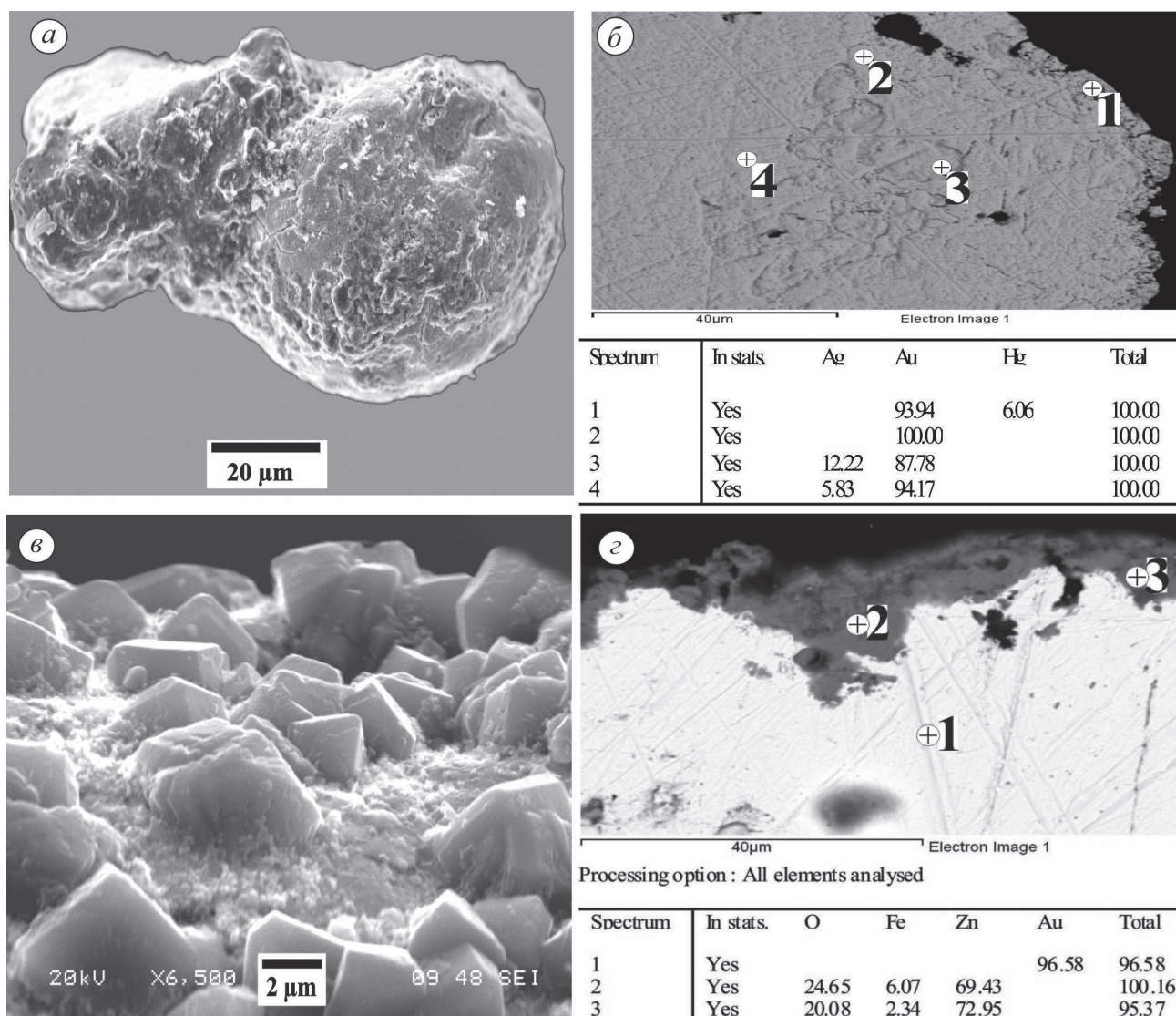


Рис. 3. Минералогические особенности россыпного золота бассейна р. Эбелях:

*а* – золотины с пленкой ртутистого наложенного золота; *б* – поперечный срез и химический состав золотины с оболочкой ртутистого золота; *в* – мелкие кристаллы цинксодержащего минерала на золоте; *г* – поперечный срез и химический состав золота с оболочкой цинкита

Образование агрегатного золота бассейна р. Эбелях авторы публикации объясняют следующим образом. По разломам, подновленным в мезозойское, а возможно и в более позднее время, происходила миграция низкотемпературных золотоносных гидротерм, обогащенных ртутью. В результате, на окатанных золотилах отложилось ртутистое золото в виде пленки «нового» золота. Наложенное ртутистое золото цементировало (амальгамировало) золотины различной формы, что привело к образованию своеобразного «агрегатного» золота. Это предположение хорошо согласуется с тем, что долина р. Каменистый заложена по зоне разлома (см. рис. 1).

Следует отметить, что в аллювиальных отложениях рек Эбелях, Моргогор, Балаганнах и Каменистый обнаружены мелкие (<0,1 мм) золотины со специфической неровной поверхностью (рис. 3, *а*), с тончайшей (первые мкм) пленкой ртутистого золота (см. рис. 3, *б*). Очевидно, это отдельные зерна распавшихся агрегатов золота. В процессе транспортировки в водно-аллювиальной среде эта пленка, вероятно, полностью исчезает, и золото приобретает обычный облик. В связи с этим правомерно предположить, что ртутистого агрегатного золота было намного больше, чем авторы обнаружили ранее. Кроме «агрегатного» золота, отмечаются окатанные золотины различной морфологии, на поверхности

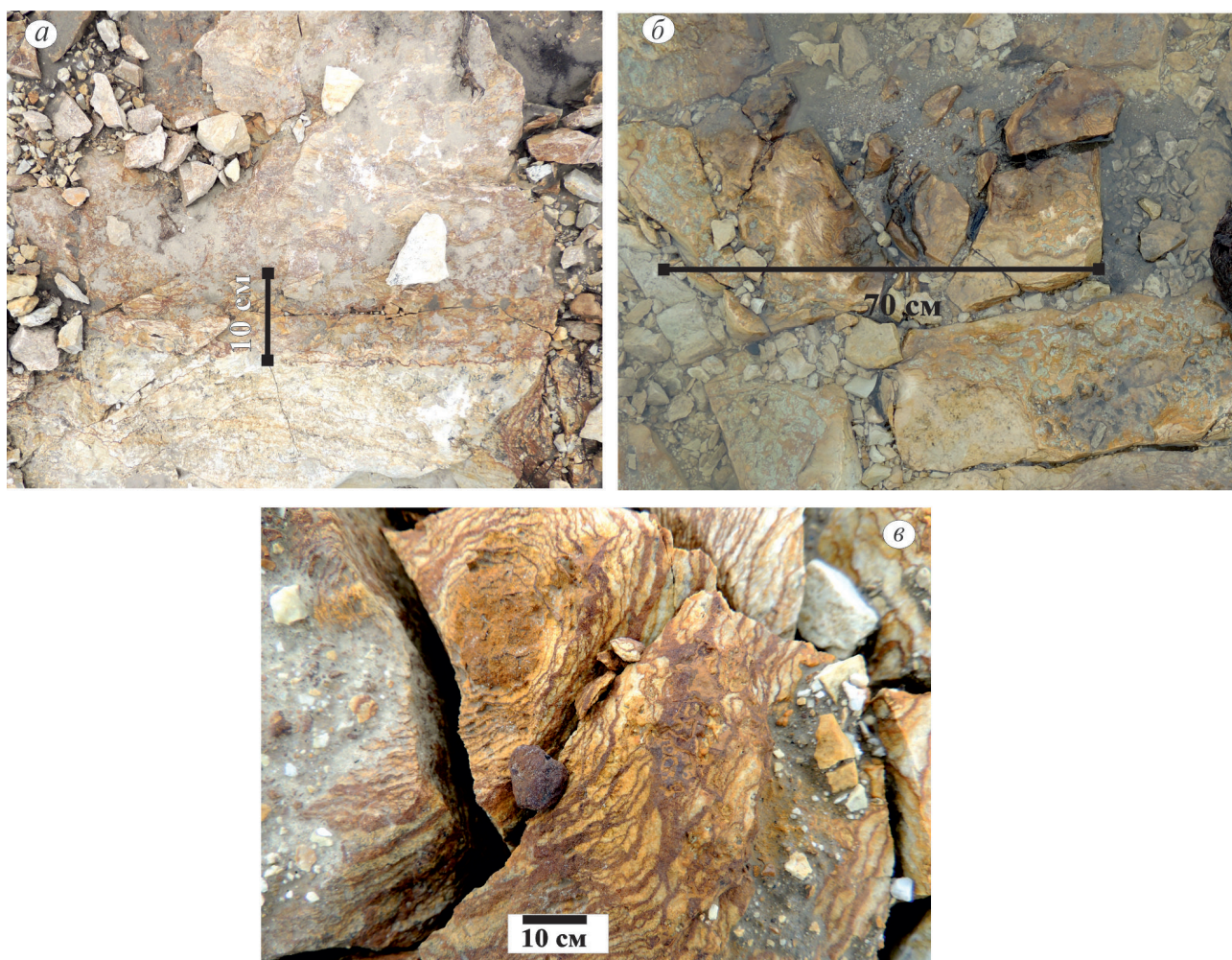


Рис. 4. Зона минерализации в карбонатном плотике р. Каменистый:

*а* – маломощные жилы в трещинах; *б* – раздувы жил до 70 см; *в* – ожеженный и сульфидизированный доломит

которых при детальном микрозондовом исследовании выявлены новообразованные мелкие (первые мкм) микрокристаллы цинкита, образующие тонкую пленку (см. рис. 3, *в*, *г*). Наличие цинкита придает этому золоту не свойственный ему цвет – от сероватого до черного. Все эти специфические золотины обнаружены только в пробах разведочных шурфов в интервале опробования на глубине более 2 м, а не в шлихах, отобранных из русловых отложений (глубина до 0,5 м), что свидетельствует об их природном происхождении, а не о влиянии техногенных процессов. Также достоверно известно, что в исследуемом районе ранее не проводились золотодобычные работы. Это исключает техногенное происхождение ртутистого золота. В целом изучение минералогии россыпного золота описываемого объекта доказывает наличие наложенной минерализации по зонам трещиноватости.

В плотике россыпи р. Каменистый, сложенной желтовато-серыми доломитами анабарской свиты среднего кембрия, в 2014 г. авторы впервые обнаружили минерализованную зону тектонической трещиноватости видимой протяженностью около 800 м и шириной 15–20 м. По тектоническим трещинам установлены гидротермально измененные породы. Мощность жил, проявленных в трещинах, колеблется от нескольких миллиметров до 70 см в раздувах (рис. 4, *а–в*). В окварцованных, сульфидизированных и ожеженных доломитах содержание Au достигает 0,6 г/т (атомно-абсорбционный анализ). Микрозондовым анализом в этих породах впервые выявлены мельчайшие (первые мкм) выделения самородного золота, серебра, пирита, галенита, сфероидальные образования железа, а также неуставленные минералы с редкоземельными элементами (La, Ce, Nd).



Таким образом, подтверждается ранее высказанное предположение о проявлении в данном районе, в частности в долине р. Каменистый, зоны наложенной минерализации, пространственно связанной с разломами [1, 6]. Отсутствие здесь ртутьсодержащих минералов, следует объяснить, по-видимому, небольшим объемом изученных штучных образцов и проведенных анализов. Кроме того, авторы, возможно, обнаружили лишь небольшой участок зоны тектонической трещиноватости. Безусловно, минерализованная зона требует дальнейшего более детального изучения, что может в целом пролить свет на природу коренных источников мелкого россыпного золота бассейна р. Эбелях и всего северо-востока Сибирской платформы.

Таким образом, исследование минералого-геохимических особенностей россыпного золота бассейна р. Эбелях, сопоставление полученных данных с историей геологического развития района и результаты полевых работ позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Совокупность выявленных типоморфных признаков подавляющей части изученного золота свидетельствует о том, что современные россыпные золотоносные проявления бассейна р. Эбелях сформировались в основном за счет переотложения мелко-высокопробного золота из древних золотоносных коллекторов;

2. Выявление «агрегатного» ртутистого золота в россыпном проявлении р. Каменистый свидетельствует о наложенной низкотемпературной рудной минерализации на ранее образованное россыпепроявление;

3. Обнаружение рудной минерализации в зоне тектонической трещиноватости в плотике россыпи р. Каменистый дает основание прогнозировать в бассейне р. Эбелях золоторудные проявления.

*Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН и научно-исследовательского договора № 10-434 с АО «Алмазы Анабара».*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Минералогические особенности россыпного золота бассейна р. Эбелях (северо-восток Сибирской платформы) // Материалы Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск, 2012. С. 89–93.
2. Древний рудоносный карст / Б.И.Прокопчук, В.И.Левин, М.П.Метелкина и др. – М.: Недра, 1988.
3. Золото Верхнекамской впадины / В.А.Наумов, И.Я. Илалтдинов, Б.М.Осовецкий и др. – Кудымкар–Пермь: Коми-Пермяцкое книжн. изд-во, 2003.
4. Илалтдинов И.Я., Осовецкий Б.М. Золото юрских отложений Вятско-Камской впадины. – Пермь, 2009.
5. Наумов В.А. Минерогенез и перспективы комплексного освоения золотоносного аллювия Урала и Приуралья. – Пермь: Естественнонаучный институт ПГНИУ (ЕНИ), 2011.
6. Никифорова З.С., Базилевская Р.В., Герасимов Б.Б. О нахождении рудного золота в бассейне р. Эбелях, северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 48–53.
7. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. – М.: Наука, 1983.
8. Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. – Л., 1979.
9. Молчанов В.П., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Углеродизация и природные амальгамы золота и платины Фадеевского рудно-россыпного узла // Материалы всерос. конф. «Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть, газ; углеводороды и жизнь». – М., 2010. С. 358–361.
10. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. – М.: Наука, 1986.
11. Осовецкий Б.М. Наноскульптура поверхности золота. – Пермь: ПГНИУ, 2012.
12. Осовецкий Б.М. Природное нанозолото. – Пермь: ПГНИУ, 2013.
13. Россыпи алмазов России / С.А.Граханов, В.И.Шаталов, В.А.Штыров и др. – Новосибирск, 2007.
14. Савко А. Д., Шевырев Л.Т. Ультратонкое золото / Труды Воронежского ун-та. Вып. 6. – 2001.
15. Рубенчик И.Б., Борщева Н.А., Зарецкий Л.М. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R-50-VII, VIII). 1980.



## Эмские брахиоподы (нижний девон) Северо-Востока России и их биогеографическое значение

В.В.БАРАНОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Из эмских отложений (нижний девон) Северо-Востока России описаны следующие таксоны брахиопод: род *Didymoparcium* Lenz, 1977 с типовым видом *D. costata* Lenz, 1977 (семейство Tyronellidae), вид *Phragmostrophia merriami* Harper, Johnson & Boucot, 1967 и новый вид *P. sibirica* (семейство Strophodontidae). Установлена тесная биогеографическая связь между эмскими бассейнами Северо-Востока России, Таймыра, Западной Канады и Невады.  
**Ключевые слова:** брахиоподы, ортиды, строфомениды, нижний девон, эмский ярус, биогеография, Северо-Восток России.

Баранов Валерий Васильевич



baranowvalera@yandex.ru

## Emsian brachiopods (Lower Devonian) of Northeast Russia and their biogeographical significance

V.V.BARANOV

From the Emsian deposits (Lower Devonian) of Northeast Russia, the following taxa brachiopods: genus *Didymoparcium* Lenz, 1977 with type species *D. costata* Lenz, 1977 (family Tyronellidae), species *Phragmostrophia merriami* Harper, Johnson & Boucot, 1967 and new species *P. sibirica* (family Strophodontidae), are described. A close biogeographical connection between the Emsian basin of Northeast Russia, Taimyr, Western Canada and Nevada was established.

**Key words:** brachiopods, orthids, strophomenids, Lower Devonian, Emsian, biogeography, North-east Russia.

Первое описание раннедевонских брахиопод Северо-Востока России приведено Р.Е.Алексеевой [1]. Изображения девонских брахиопод Северо-Востока России даны А.А.Николаевым и М.А.Ржонсницкой [13]. Крупная сводка по девонским брахиоподам Северо-Востока России была опубликована Р.Е.Алексеевой и др. [4]. Растворение образцов карбонатных пород в уксусной кислоте позволило обнаружить в нижнедевонских отложениях Северо-Востока России многочисленные целые окремненные раковины и отдельные створки замковых мелкогазмерных брахиопод [6], среди них встречаются таксоны, известные в нижнем девоне Северной Америки (северо-западная Канада, Невада). Представители рода *Didymoparcium* с типовым видом *D. costata* были описаны А.С.Лензом [11] из злиховских (=эмских) отложений территории Юкон. Позднее, Д.Г.Перри [15] обнаружил этот вид в формации Делорм (эмс) Северо-Западных Территорий Канады. В эмских отложениях Северо-Востока России был также найден типовой вид рода *Phragmostrophia* – *P. merriami*, который был описан из верхнепражских и эмских отложений (зоны *Acrospirifer kobehana* и *Eurekaspirifer pinyonensis*) Большого Бассейна Невады [7]. Кроме того, из верхнеэмских отложений хр. Улахан-Сис был описан потомок

*Phragmostrophia merriami* – *P. sibirica* sp. nov. (рис. 1).

**Систематическая палеонтология.** Брахиоподы, описанные в данной работе, хранятся в Геологическом музее Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ГМ ИГАБМ СО РАН) под номерами 182, 190, 200.

Отряд Orthida Schuchert & Cooper, 1931

Подотряд Dalmanellidina Moore, 1952

Надсемейство Dalmanelloidea Schuchert, 1913

Семейство Tyronellidae Mitchell, 1977

**Род *Didymoparcium* Lenz, 1977 (=Elenia Baranov, 2008).**

*Didymoparcium*: Lenz, 1977, p. 62.

*Elenia*: Baranov, 2008, c. 368.

**Типовой вид.** *Didymoparcium costata* Lenz, 1977; нижний девон, эмс, Road River Group, Royal Creek, территория Юкон, северо-западная Канада.

**Замечание.** Первоначально род *Didymoparcium* был включен А.С.Лензом [11] в состав семейства Dicaelosiidae. Позднее, Д.Г.Перри [15] также отнес его к этому семейству. Д.А.Т.Харпер [8] полагал, что основным признаком для идентификации представителей семейства Dicaelosiidae – наличие свободного спондиллия, и на этом основании род *Didymoparcium* был включен им в семейство Tyronellidae.

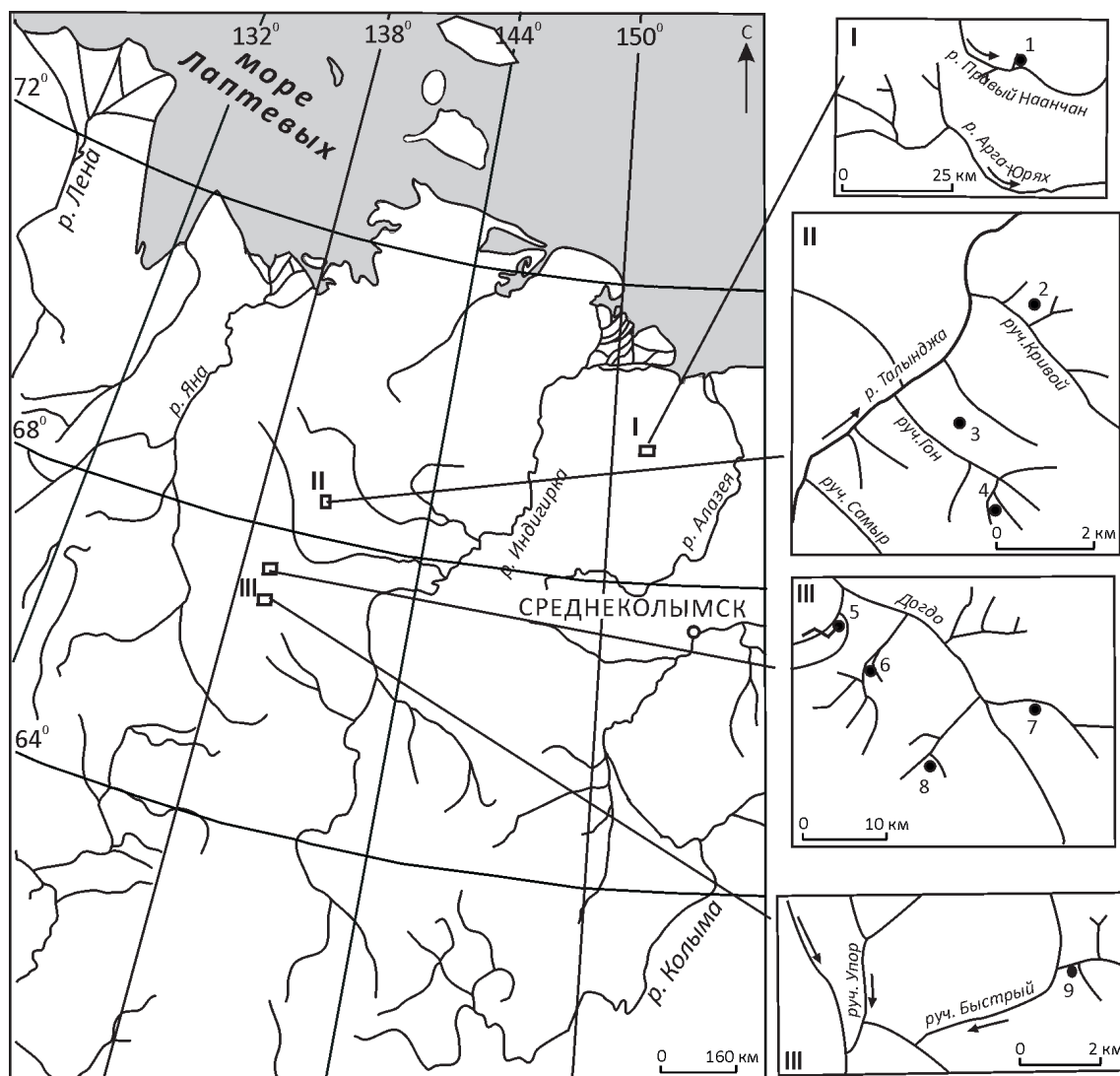


Рис. 1. Местонахождения эмских брахиопод:

I – хр. Улахан-Сис: 1 – руч. Дальний, левый приток р. Правый Наанчан, обр. 523; II – Селенняхский край, правобережье р. Талынджа: 2 – руч. Кривой, обр. 286(1а), 3 – руч. Гон, обр. СЛ-97, обр. СЛ-102, обр. С-215, 4 – водораздел ручьев Неличена и Ледникового, обр. 270(2); III – хр. Тас-Хаяхта: 5 – р. Геремганджа, обр. Т-47/1, 6 – р. Хобочало, обр. Т-18/5, 7 – р. Датна-2, обр. Т-64/7, обр. Т-64/11, обр. Т-66/1, обр. Т-66/3, 8 – руч. Красивый, обр. 724(1), 9 – руч. Быстрый, истоки р. Болдымба, обр. 722, 722(1).

***Didymoparcium costata* Lenz, 1977 (рис. 2, 1–8).**

*Didymoparcium costata* Lenz, 1977, p. 62, pl. 7, figs 26–40; Perry, 1984, p. 28, pl. 7, figs 13–21.

*Elenia gerensis* Baranov, 2008, p. 368, pl. 3, figs 21–28.

**Замечание.** *D. costata* был впервые описан А.С.Лензом [11] из элиховских (раннеэмских) отложений Территории Юкон (Road River Group). Позднее этот вид был описан Д.Г.Перри [15] из формации Делорм Северо-Западных Территорий. В.В.Барановым [6] из эмских отложений горной системы Черского и Селенняхского края были описаны представители рода *Elenia*, с типовым видом *E. gerensis*.

Внешнее и внутреннее строение *E. gerensis* полностью соответствует описанию *Didymoparcium costata* [11, 15], и поэтому он является его младшим синонимом.

**Материал.** 51 целая раковина, брюшные и спинные створки были найдены в следующих местонахождениях: Селенняхский край, разрез Гон, обр. СЛ-97 – 2 экз., обр. СЛ-102 – 5 экз.; хр. Тас-Хаяхта, р. Геремганджа, обр. Т-47/1 – 3 обр., р. Хобочало – 2, обр. Т-18/5 – 4 экз., р. Датна-2, обр. Т-64/7 – 9 экз., обр. Т-64/11 – 24 экз., обр. Т-66/1 – 1 экз., обр. Т-66/3 – 3 экз., руч. Быстрый, истоки р. Болдымба, обр. 722(1).

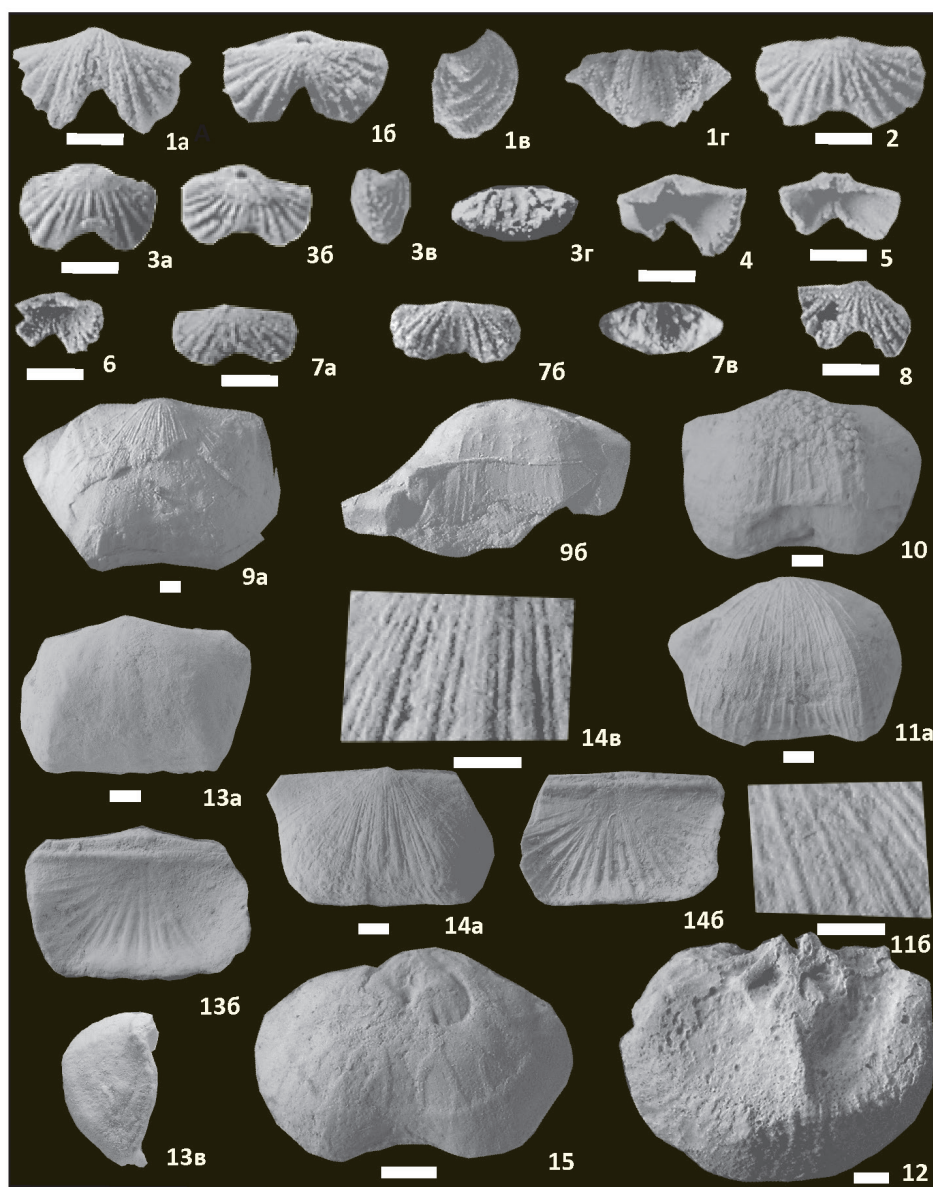


Рис. 2. Эмские брахиоподы Северо-Востока России:

1–8 – *Didymoparcium costata* Lenz, 1977: 1 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 190/80: 1а – брюшная створка, 1б – спинная створка, 1в – вид сбоку, 1г – вид спереди, 2 – спинная створка, экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 190/81, Селенняхский край, правобережье р. Талынджа, правый борт руч. Гон, николаевский региоярус, 3 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 190/83: 3а – брюшная створка, 3б – спинная створка, 3в – вид сбоку, 3г – вид спереди, 4–6 – внутреннее строение брюшных створок: 4 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 190/85, 5 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 190/86, 6 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 190/87, 7 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 190/84: 7а – брюшная створка, 7б – спинная створка, 7в – вид спереди, 8 – брюшная створка, экз. ГМ ИГАБМ 200/1, хр. Тас-Хаяхта, левый борт р. Датна-2, нижний девон, эмс, геремганджинский региоярус; 9–12 – *Phragmostrophia merriami* Harper, Johnson & Boucot, 1967: 9 – экз. ГМ ИГАБМ 200/2: 9а – брюшная створка, 9б – вид спереди; Селенняхский край, правобережье р. Талынджа, водораздел ручьев Неличена и Ледникового; нижний девон, эмс, верхняя половина неличенского региояруса, зона *kitabicus*, 10 – экз. ГМ ИГАБМ 200/3, брюшная створка, 11 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 200/4: 11а – брюшная створка, 11б – скульптура брюшной створки, 12 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 200/5, внутреннее строение спинной створки, Селенняхский край, правобережье р. Талынджа, правый борт руч. Кривого, нижний девон, эмс, верхняя часть неличенского региояруса, зона *kitabicus*; 13–15 – *Phragmostrophia sibirica* sp. nov.: 13 – голотип ГМ ИГАБМ СО РАН 200/6: 13а – брюшная створка, 13б – спинная створка, 13в – вид сбоку, 14 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 200/7,  $\times 3.8$ : 14а – брюшная створка, 14б – спинная створка, 14в – скульптура спинной створки; хр. Улахан-Сис, левобережье р. Правый Наанчан, левый борт руч. Дальний, нижний девон, эмс, верхняя половина геремганджинского региояруса, 15 – экз. ГМ ИГАБМ СО РАН 200/20, внутреннее строение брюшной створки; хр. Тас-Хаяхта, правый борт руч. Быстрый; нижний девон, эмс, нижняя часть геремганджинского региояруса; масштабная линейка равна 1 мм

**Распространение.** Нижний девон, эмс, геремганджинский региональный ярус Селенняхского крыжа и хр. Тас-Хаяхта (Северо-Восток России), эмс (Road River Group), Территория Юкон и формация Делорм, Северо-Западные Территории (северо-западная Канада).

Отряд Strophomenida Öpik, 1934

Надсемейство Strophomenoidea King, 1846

Семейство Strophodontidae Caster, 1939

**Род Phragmostrophia Harper, Johnson & Boucot, 1967.**

**Типовой вид.** *Phragmostrophia merriami* Harper, Johnson & Boucot, 1967; нижний девон, эмсский ярус; зона Eureka spirifer pinyonensis, север гор Робертс, Невада, США.

**Phragmostrophia merriami Harper, Johnson & Boucot, 1967** (см. рис. 2, 9–12).

*Strophodonta calvini* Walcott, 1884, p. 122, pl. 13, fig. 6.

*Phragmostrophia merriami* Harper, Johnson and Boucot, 1967, p. 430, pl. 7, figs. 5–8; pl. 8, figs. 4, 5; Johnson, 1970, p. 131, pl. 26, fig. 17; pl. 27, figs. 1–20; Perry, Klapper and Lenz, 1974, p. 1070, pl. 1, figs. 26–32; Perry, 1979, pl. 1, figs. 17–19, 21; Perry, Boucot and Gabrielse, 1981, pl. 2, fig. 24; Perry, 1984, p. 59, pl. 26, figs. 1–31.

*Strophodonta* (*Rhenostrophia*) *rara* Alekseeva. – Алексеева, 1967, с. 17, табл. II, фиг. 12–14.

*Phragmostrophia* sp. Harper, Johnson and Boucot, 1967, pl. 8, figs. 6–9; Ludvigsen, 1970, pl. 2, figs. 9–12.

*Phragmostrophia* cf. *merriami* Harper, Johnson and Boucot. – Johnson, 1975, p. 952, pl. 1, figs. 1–8; Johnson and Boucot. – Lenz, 1977, p. 77, pl. 11, figs. 13–27; Модзалевская in Черкесова и Модзалевская, 1994, с. 50, табл. IV, фиг. 1–4.

**Голотип.** USNM 140409, целая раковина, эмсский ярус, Sulphur Spring Range, Большой бассейн, Невада, США.

**Описание.** Раковина маленькая, поперечно-вытянутая, субквадратная, от умеренно до сильно плоско-выпуклой с максимальными шириной на линии замочного края и толщиной посередине. В передней половине створок наблюдается широкая депрессия. Передняя комиссура ректимаргинатная. Радиальная скульптура парвикостеллятная, состоящая из тонких ребер первого порядка, между которыми расположено от двух до четырех более тонких ребер второго порядка.

**Внутреннее строение.** Маленькие аддукторные отпечатки расположены в задней части спинной створки. Они окружены отпечатками дидукторов, разделяющимися неглубокой срединной депрессией. Васкулярные отпечатки, отходящие от мускульного поля, дихотомизируют в направлении переднего края. Внутреннее строение брюшной створки не установлено.

**Размеры раковин** (в мм): длина 7,9–12,6, ширина 10,8–17,2, толщина 4,6–7,4.

**Сравнение и замечания.** Внешнее и внутреннее строение раковин *Phragmostrophia merriami* из нижне-

эмсских отложений Северо-Востока России не отличается от представителей типового вида *Phragmostrophia merriami*, который детально описан Д.А.Т.Харпером, Дж.Г.Джонсоном и А.Буко [7], Дж.Г.Джонсоном [9], от *Phragmostrophia* sp. из среднего эмса (Michelle Formation) Территории Юкон, Канада [12]. Р.Е.Алексеева [1] описала *Strophodonta* (*Rhenostrophia*) *rara* из среднеобочалинской подсвиты (нижний эмс, зона *kitabicus*) хр. Тас-Хаяхта (Северо-Восток России), который по внешней форме и внутреннему строению не отличается от невадских и канадских представителей *Phragmostrophia merriami* и является его младшим синонимом.

**Материал.** Одна целая раковина, три брюшных и одна спинная створки найдены в Селенняхском крыже, на правом берегу р. Талынджа: среднее течение руч. Кривой, обр. 286(1а), водораздел ручьев Неличена и Ледниковый, обр. 270(2), руч. Гон, обр. С–215, руч. Быстрый, истоки р. Болдымба, обр. 722, 722(1).

**Распространение.** Нижний девон, нижняя часть эмсского яруса, зона *kitabicus*, галкинский региональный ярус Северо-Востока России; злобинский горизонт Центрального Таймыра; пражский – эмсский ярусы, зоны *Acrospirifer kobehana* и *Eureka spirifer pinyonensis*, Невада, США; эмсский ярус, территория Юкон и Северо-Западные территории, Канада.

**Phragmostrophia sibirica sp. nov.** (см. рис. 2, фиг. 13–15).

**Голотип.** ГМ ИГАБМ СО РАН, экз. № 200/5, целая раковина, эмсский ярус, геремганджинский региональный ярус, хр. Улахан-Сис, Северо-Восток России.

**Диагноз.** *Phragmostrophia* с парвикостеллятным орнаментом, состоящим из многочисленных ребер первого порядка и более тонких от двух до четырех ребер второго порядка, расположенных на обеих створках.

**Описание.** Раковина маленькая, поперечно-вытянутая, субквадратная, от умеренно до сильно плоско-выпуклой с максимальной шириной на линии замочного края и максимальной толщиной посередине этой длины. Вентральная и дорсальная ареи узкие и апсаклинные с многочисленными параллельными зубчиками. Форамен субмезотиридный. На переднем крае обеих створок наблюдается широкая депрессия. Передняя комиссура ректимаргинатная. Внешняя радиальная скульптура парвикостеллятная, представленная ребрами двух порядков. Между крупными ребрами первого порядка расположено от двух до четырех тонких ребер второго порядка.

**Внутреннее строение.** В брюшной створке округлые аддукторы разделены высоким срединным валиком. Отпечатки васкулярных сосудов в направлении переднего края дихотомизируют. Внутреннее строение спинной створки не установлено.

**Размеры раковин** (в мм): длина 6,0–8,3, ширина 9,0–12,3, толщина 2,4–4,7.



**Сравнение и замечания.** *Phragmostrophia sibirica* sp. nov. характеризуется такой же формой мускульного поля, как и *Phragmostrophia merriami* Harper et al., отличаясь от него присутствием парвикостеллятной скульптуры на обеих створках. *Ph. sibirica* также очень сходен по наличию парвикостеллятной скульптуры с представителями вида *Megastrophia transitans* Johnson, описанными Д.Г.Перри [15], но отличается наличием продольной депрессии в передней половине раковины и иным строением вентрального мускульного поля.

**Материал.** Три целых раковины, одна спинная и одна брюшная створки были найдены в следующих местонахождениях: хр. Улахан-Сис, левобережье р. Правый Наанчан, руч. Дальний, обр. 523; хр. Тас-Хаяхта, руч. Красивый, правый приток р. Халим, обр. 721(1).

**Распространение.** Нижний девон, эмсский ярус, геремганджинский региоярус, хребты Улахан-Сис и Тас-Хаяхта.

**Биогеографические связи.** Сведения о возрастной датировке литостратиграфических подразделений нижнего девона Северо-Востока России содержатся в работах Т.С.Альховик и В.В.Баранова [2, 3]. Возраст всех описанных в данной статье брахиопод обоснован находками конодонтовой фауны. Представители вида *Didymoparcium costata* Lenz появились одновременно в раннем эмсе (основание конодонтовой зоны *kitabicus*) в морских бассейнах Северо-Востока России и северо-западной Канады (формация Road River Group, территория Юкон и формация Делорм, Северо-Западные Территории). Представители вида *Phragmostrophia merriami* были найдены в верхненеличенской подсвите совместно с зональным видом-индексом эмсской конодонтовой зоны *kitabicus*. На этом же стратиграфическом уровне они были обнаружены в злобинском горизонте Центрального Таймыра. Одновременно *Phragmostrophia merriami* появляется в морских бассейнах Северной Америки: (зона *Eurekaspirifer pinyonensis*) и формации Делорм северо-западной Канады. Эндемичный вид *Phragmostrophia sibirica* обнаружен пока только в отложениях эмсского морского бассейна Северо-Востока России. Кроме описанных в данной статье видов, можно отметить присутствие в эмсских отложениях Северо-Востока России, Западной Канады и Невады представителей рода *Cortezorthis*. Это свидетельствует о тесных биогеографических связях морских бассейнов Центрального Таймыра, Северо-Востока России и Северной Америки (запад Канады и Большой бассейн Невады).

Автор приносит глубокую благодарность А.Г. Степанову за фотографирование брахиопод. Работа выполнена по проекту НИР № 0381-2014-0003 и при частичной поддержке РФФ (грант № 15-45-05024).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Р.Е. Брахиоподы и стратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1967.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2001.
3. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силура и нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). – М.: ВИНТИ, 2002. № 41-B2002.
4. Атлас девонских брахиопод Северо-Востока России / Р.Е.Алексеева, А.И.Сидяченко, В.В.Баранов и др. // Тр. ПИН. Вып. 266. – М.: Наука, 1996.
5. Модзалевская Т.Л. Описание брахиопод // Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений Тарейского опорного разреза (Таймыр). – С-Пб: Недра, 1994. С. 33–90.
6. Baranov V.V. Orthid brachiopods from the Lower and Middle Devonian of Northeast Russia // Paleontological Journal. 2008. Vol. 42. № 4. Pp. 363–372.
7. Harper C.W., Johnson J.G. and Boucot A.J. The Pholidostrophiinae (Brachiopoda; Ordovician, Silurian, Devonian) // Senckenbergiana lethaea. 1967. Vol. 48. Pp. 403–461.
8. Harper D.A.T. Dalmanellidina // In R.L. Kaesler (ed), Treatise on Invertebrate Paleontology. Part H. Brachiopoda. (revised). Vol. 3. Geological Society of America and University of Kansas, Lawrence. 2000. Pp. 782–844.
9. Johnson J.G. Great Basin Lower Devonian Brachiopoda // Geological Society of America Memoir. 1970. Vol. 121.
10. Johnson J.G. Late Early Devonian Brachiopods from the Disappointment Bay Formation, Lowther Island, Arctic Canada // Journal of Paleontology. 1975. Vol. 49. Pp. 947–978.
11. Lenz A.C. Upper Silurian and Lower Devonian brachiopods of Royal Creek, Yukon. Part 1. Orthoida, Strophomenida, Pentamerida, Rhynchonellida // Palaeontographica. 1977. Abteilug A 159. Pp. 37–109.
12. Ludvigsen R. Age and fauna Michell Formation, northern Yukon Territory // Bulletin of Canadian Petroleum Geology. 1970. Vol. 18. Pp. 407–429.
13. Nikolaev A.A. and Rzhonsnitskaya M.A. Devonian of North-eastern USSR // International Symposium on the Devonian System (Calgary), 1967. Vol. 1. Pp. 483–502.
14. Perry D.G. Late Early Devonian reef associated brachiopods of the Prongs Creek Formation, northern Yukon // Journal of Paleontology. 1979. Vol. 53. Pp. 1094–1111.
15. Perry D.G. Brachiopoda and biostratigraphy of the Silurian-Devonian Delorme Formation in the District of Mackenzie, the Yukon. Royal Ontario Museum Life Sciences Contributions, 138. 1984.
16. Perry D.G., Boucot A.J. and Gabrielse H. Late Early Devonian brachiopods from the Mount Lloyd George area, northern British Columbia // Geological Survey of Canada Bulletin. 1981. Vol. 300. Pp. 15–40.
17. Perry D.G., Klapper G. and Lenz A.C. Age of the Ogilvie Formation (Devonian), northern Yukon: Based primarily on the occurrence of brachiopods and conodonts // Canadian Journal of Earth Sciences. 1974. Vol. 11. Pp. 1055–1097.
18. Walcott C.D. Paleontology of the Eureka District. United States // Geological Survey Monographs, 8. 1884. Pp. 1–298.

## О древнейшей флоре верхнего палеозоя Верхоянья и возрасте былыкатской свиты

Р.В.КУТЫГИН, А.Н.КИЛЯСОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39), И.В.БУДНИКОВ (АО Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья; 630091, г. Новосибирск, Красный пр., д. 67)

Рассмотрена проблема разграничения и прослеживания в Орулганском хребте двух древнейших комплексов позднепалеозойской флоры – лепидофитового и постлепидофитового (птеридоспермового). В былыкатской свите установлены лепидофиты *Angarodendron obrutschewii* Zalessky, *A. tetragonum* (Chaclov) Radczenko, *Lepidodendron?* cf. *planum* Neuburg, семенные папоротники *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalessky и семена *Samaropsis evanida* Rasskazova. На основании присутствия в комплексе птеридосперм и, принимая во внимание характерное для постлепидофитовой части карбона Ангарида обильное распространение остатков *Angarodendron*, сделано предположение о постлепидофитовом возрасте ископаемой флоры былыкатской свиты. В этом случае былыкатскую свиту следует относить к серпуховскому ярусу, а не к верхневизейскому подъярису, как считалось ранее.

**Ключевые слова:** нижний карбон, Верхоянье, флора, былыкатская свита, сетачанская свита, *Angarodendron*, *Angaropteridium*, острогский эпизод.

Кутыгин Руслан Владимирович  
Килясов Афанасий Николаевич  
Будников Игорь Васильевич



rkutygin@mail.ru  
kilyasov1993@mail.ru  
budnikov@sniiggims.ru

## On the most ancient flora of the Upper Paleozoic in the Verkhoyansk Region and the age of the Bylykatskaya Formation

R.V.KUTYGIN, A.N.KILYASOV, I.V.BUDNIKOV

The problem of differentiation and tracing of two most ancient Late Paleozoic plant assemblages (Lepidophytean and Post-Lepidophytean) is considered. In the Bylykatskaya Formation, the lepidophytes *Angarodendron obrutschewii* Zalessky, *A. tetragonum* (Chaclov) Radczenko, *Lepidodendron?* cf. *planum* Neuburg, pteridosperms *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalessky and seeds *Samaropsis evanida* Rasskazova were found. Based on the pteridosperms presence in this complex and taking into account distribution of the abundant *Angarodendron* in the Post-Lepidophytean parts of the Carboniferous in the Angarida, Post-Lepidophytean age of fossil flora of the Bylykatskaya Formation is proposed. In this case, the Bylykatskaya Formation should be attributed to Serpukhovian, rather than to Upper Visian, as was previously thought.

**Key words:** Lower Carboniferous, Verkhoyansk Region, flora, Bylykatskaya Formation, Setachanskaya Formation, *Angarodendron*, *Angaropteridium*, Ostrogsian episode.

Древнейшие флороносные слои верхоянского терригенного комплекса были обнаружены Л.А.Мусалитиным в ходе детальных стратиграфических исследований, проведенных в 1958 г. в бассейне р. Собопоп (верховья р. Соболах-Маян) Орулганского хребта [14]. В ядре Орулганского антиклинория в среднем течении р. Былыкат (рис. 1) он выделил наиболее древнюю свиту – былыкатскую, сложенную пачками горизонтально и косопереслаивающихся разнотекстурных алевролитов и песчаников. Важной отличительной особенностью свиты являлось наличие в разрезе маломощных (до 20 см) прослоев и линз каменного угля и относительно многочисленных уровней с растительными остат-

ками. Исходя из отчетных материалов, Л.А.Мусалитин первоначально предложил делить былыкатскую свиту на два «горизонта» – нижний (угленосный) и верхний (неугленосный), которые отличаются по литологическим и палеонтологическим характеристикам (рис. 2). Из нижнего «горизонта» Н.А.Шведов определил *Angarodendron* aff. *obrutschewii* Zalessky, *Angaropteridium* cf. *cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalessky, *Paracalamites* sp., *Samaropsis* sp. nov. № 1. «Верхний» горизонт (260 м) был охарактеризован «*Noeggerathiopsis*» *theodorii* Tschirkova et Zalessky, *Angaropteridium cardiopteroides*, *Angarodendron* sp. nov. № 1, *A.* sp. nov. № 2, *Demetria?* sp. nov., *Samaropsis* sp.

(определение Н.А.Шведова) и пресноводными двусторчатыми моллюсками *Anthraconauta fomitschewi* Fedotov (определение Е.М.Люткевича). По флоре нижний «горизонт» былькатской свиты Л.А.Мусалитин [14] сопоставил с верхней частью острогской свиты нижнего–среднего карбона Кузбасса, а верхний – с мазуровским горизонтом. При этом возраст самой свиты условно принимался как средне-позднекаменноугольный. В качестве важных особенностей свиты было отмечено уменьшение и полное прекращение вверх по разрезу угленосности, обновление состава флоры, прежде всего за счет появления кордаитовых «*Noeggerathiopsis*» *theodori* и присутствия неморских двустворок в верхней части свиты. Взаимоотношения с вышележащей отой-суохской свитой из отчетных материалов остаются неясными, поскольку характеристика и послойные описания последней приведены по другим, далеким от стратотипа былькатской свиты, разрезам. В области контакта свит в разрезе по р. Былькат было обозначено появление массивных пиритизированных песчаников основания отой-суохской свиты.

Немногом позднее верхний (неугленосный) «горизонт» былькатской свиты (в широком понимании), а также вышележащие отой-суохскую и «имтанджинскую» свиты Л.А.Мусалитин объединил в собопольскую свиту, которая в разрезе по р. Былькат имеет мощность более полутора километров. Соответственно, объем былькатской свиты был сокращен до нижнего (угленосного) «горизонта». В таком представлении свита стала рассматриваться как специфическое и локально распространенное стратиграфическое тело, характеризующееся угленосностью, относительно однообразным комплексом высших растений и условиями формирования, близкими к континентальным.

Полученные материалы из центральной части Орулганского антиклинория вызвали повышенный интерес у отечественных биостратиграфов, и в 1962 г. Л.А.Мусалитин и Р.В.Соломиной были проведены исследования новых опорных разрезов верхнего палеозоя верховьев р. Соболах-Маян с использованием ритмостратиграфического метода расчленения отложений и детальным отбором палеонтологических образцов. В 50 км севернее стратотипа, по р. Сетачан был описан более полный, по мнению Л.А.Мусалитина и Р.В.Соломиной [16], разрез былькатской свиты, охарактеризованный многочисленными остатками разнообразных плауновых. Однако в этом разрезе не отмечались ни угленосность, ни присутствие семенных папоротников *Angaropteridium*, наличие которых, согласно Л.А.Мусалитину [14], являлось характерной чертой былькатской свиты.

В обширных отчетах Л.А.Мусалитина по стратиграфии верховьев р. Соболах-Маян, сделанных в разные годы (1959, 1963–1965), и в публикациях [14–16] наблюдаются существенные различия в литологических и палеонтологических характеристиках одного и того же стратотипического разреза былькатской свиты (см.

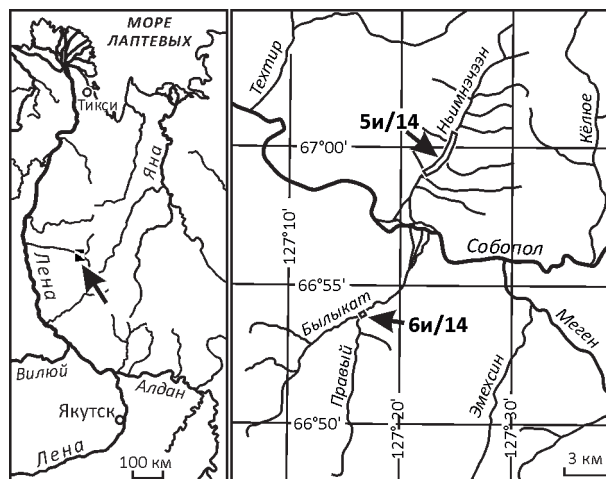


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов с наиболее древней позднепалеозойской флорой Орулганского хребта

рис. 2), что свидетельствует о последовательном переосмыслении ранее полученных материалов. Однако сравнительный анализ приведенных описаний разреза осложняется несогласованностью между уровнями находок флоры и фауны на литолого-стратиграфических колонках и характеристиками слоев в тексте отчетов. Кроме того, в различных отчетах одни и те же номера образцов показаны на разных стратиграфических уровнях. Это можно объяснить тем, что стратотипический разрез осложнен рядом мелких складок, и вертикальная последовательность слоев с содержащимися в них растительными остатками в разные годы интерпретировались по-разному.

Большое значение Л.А.Мусалитин [14] придавал уровню появления в разрезе кордаитовых вида «*Noeggerathiopsis*» *theodori* Tschirkova et Zalesky (= *Rufloia theodori* (Tschirkova et Zalesky) Meyen), которыми палеонтологически обосновывалась граница былькатской и собопольской (сетачанской) свиты. Однако если обратиться к приведенным разрезам (см. рис. 2), то можно заметить, что находка «ноеггратиопсиса» показывалась первоначально в нижней части собопольской (сетачанской) свиты совместно с птеридоспермами и лепидофитами, а позднее – в середине былькатской свиты вместе с разнообразной лепидофитовой флорой, тогда как указания о плауновых в нижней части собопольской (сетачанской) свиты необъяснимым образом исчезли. С другой стороны, согласно приведенным результатам изучения позднепалеозойской флоры Северного Верхоянья, выполненного Н.А.Шведовым [19], в каменноугольной части верхоянского терригенного комплекса Орулганского хребта вид «*Noeggerathiopsis*» *theodori* характеризует лишь суорганскую свиту среднего–верхнего карбона, а для более древних слоев

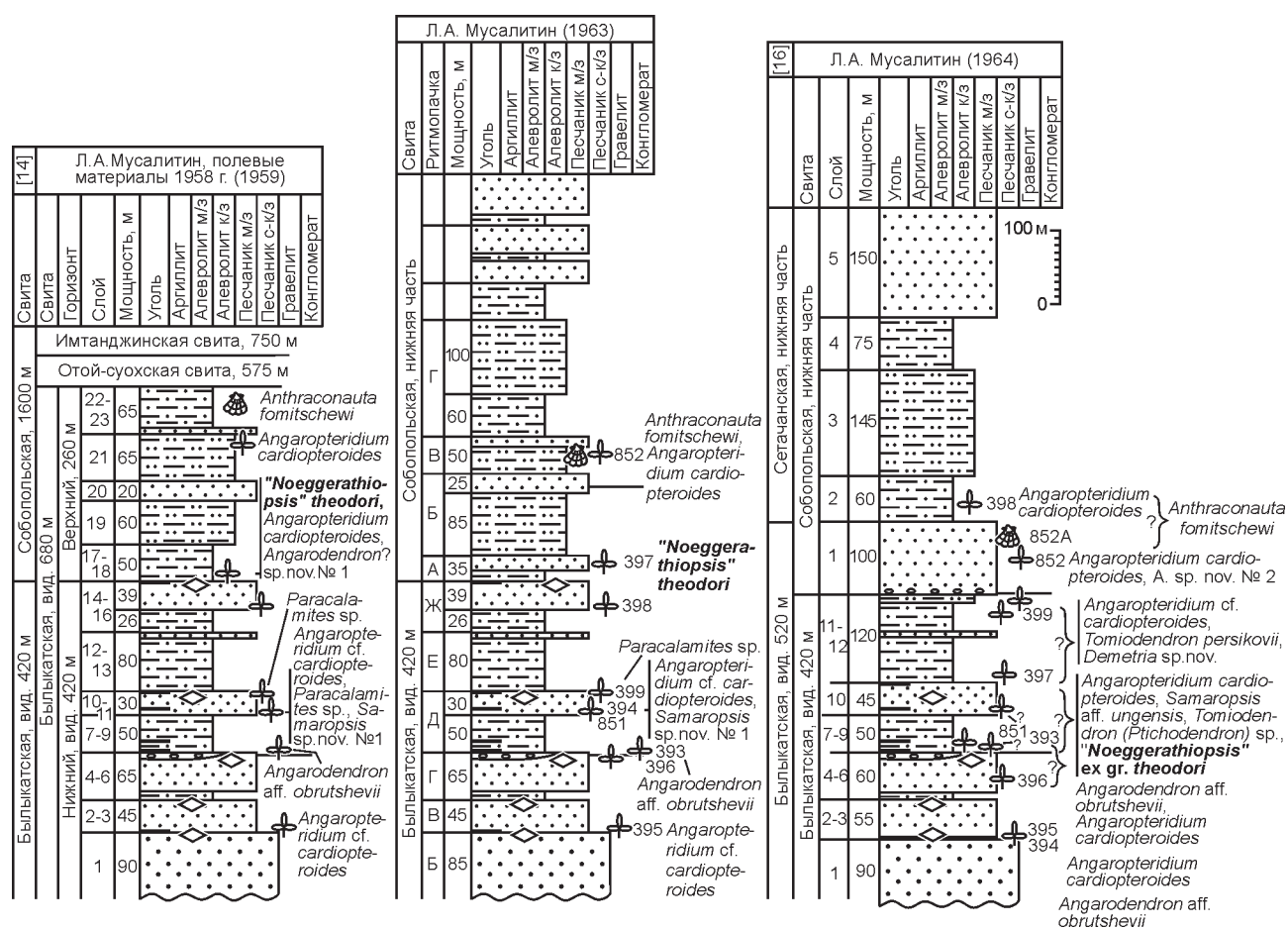


Рис. 2. Эволюция взглядов на объем, литологическое строение и палеонтологическую характеристику былыкатской свиты в стратотипе (р. Былыкаты):

флора определялась Н.А.Шведовым, двустворки – Е.М.Люткевичем, см. условные обозначения к рис. 3

(сетачанская свита) приводится лишь *Noeggerathiopsis* sp., обнаруженный Р.В.Соломиной и Л.А.Мусалитиным в 1962 г. на р. Сетачан. Судьба кордаитов, собранных Л.А.Мусалитиным в 1958 г. в былыкатском разрезе, остается неизвестной.

В пределах рассматриваемой территории в 1962–1965 гг. М.В.Сусовым с коллегами проводилась средне-масштабная геологическая съемка (ГГК-200) [4], в процессе которой в междуречье Тэхтир–Нымнэчээн правобережья р. Собопол были выделены слои более древние, чем в стратотипе былыкатской свиты. Эти отложения верхоянского терригенного комплекса вначале предлагалось картировать под названием техтирская свита, которая, согласно М.В.Сусову, имеет ограниченные выходы в пределах внутренней зоны Куоландинской мегантиклинали. Нижняя толща техтирской свиты (видимая мощность 500 м) была изучена в бассейне среднего течения р. Тэхтир, где представлена чередованием массивных,

косослоистых песчаников и тонкослоистых алевропесчаников с редким присутствием в разрезе алевролитов. Верхняя толща (300 м) отличается преобладанием в разрезе сложно переслаивающихся разномасштабных алевролитов с пестрой оранжево-черной окраской на выветренной поверхности. Наиболее представительные разрезы верхней толщи вскрываются в бассейнах рек Куоланда и Тэхтир. В палеонтологическом отношении техтирская свита охарактеризована редкими остатками плауновых *Angarodendron?* и *Tomiodendron*. По представленным М.В.Сусовым материалам геологической съемки полный разрез былыкатской свиты (1100 м), согласно залегающей на техтирской, наблюдается в береговых обнажениях р. Нымнэчээн. В отличие от типовых разрезов, описанных Л.А.Мусалитиным и Р.В.Соломиной по рекам Былыкаты и Сеточан, здесь былыкатская свита резко отличается существенной бедностью находок ископаемых растений.



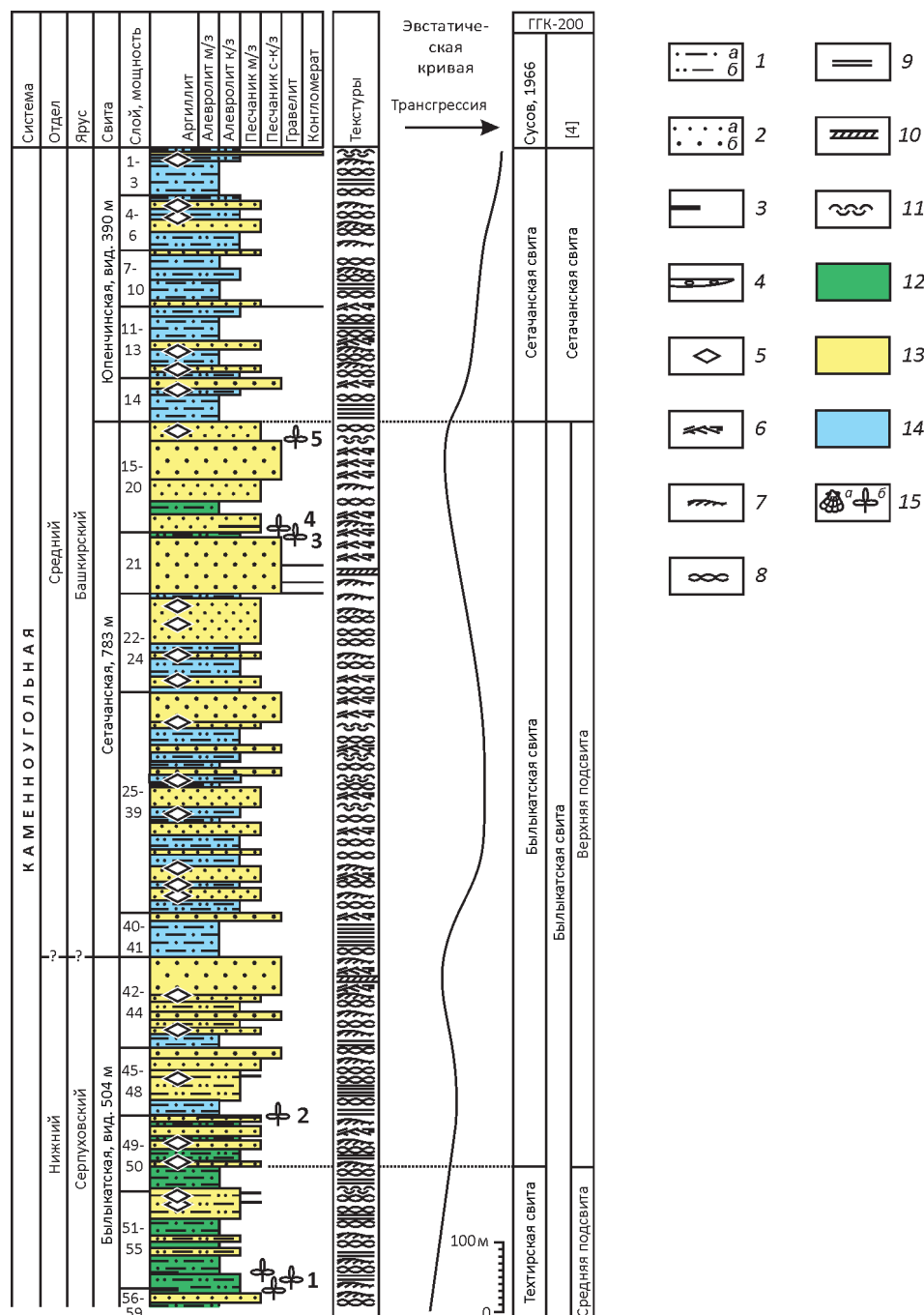


Рис. 3. Опорный разрез нижне-среднекаменноугольных отложений по р. Нымнэчээн (верховья р. Соболох-Маян), обн. 5и/14 (4и/88). Составлен И.В.Будниковым в 1988 г., доизучен и уточнен И.В.Будниковым, Р.В.Кутыгиным и А.Н.Килясовым в 2014 г.:

1 – алевролиты: а – мелкозернистые, б – крупнозернистые; 2 – песчаники: а – мелкозернистые, б – средне- и крупнозернистые; 3 – прослои углей; 4 – линзы конгломератов; 5 – песчаная рябь; 6–11 – текстуры: 6 – косая крупная перекрёстная разнонаправленная (дельтового типа), 7 – косоволнистая, 8 – пологоволнистая, 9 – горизонтальная, 10 – мелкая этажная, 11 – беспорядочная; 12–14 – фациальные обстановки: 12 – прибрежно-континентальные, 13 – прибрежно-морские, 14 – морские; 15 – уровни с двустворками (а) и флорой (б): 1 – слой 54, обр. 4и/88-54 (3148 м): *Angaropteridium* sp.\*, *Samaropsis auriculata* Neuburg\*, *S. cf. euryptera* Suchov\*, *S. cf. pauxilla* Zalesky\*, остатки плауновых; 2 – слой 49 – остатки плауновых; 3 – слой 21, обр. 4и/88-21(1144,5 м): *Koretrophyllites* sp.\*, *Angaropteridium cf. cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalesky\*, *Samaropsis jurabaensis* Rasskazova\*; 4 – слой 20, обр. 5и/14-20(1122 м): *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalesky; 5 – слой 15, обр. 4и/88-15 (850 м): *Angarodendron cf. obrutschevii* Zalesky\*; флора определялась С.Г.Гореловой (\*) и А.Н.Килясовым.

В процессе подготовки геологической карты к изданию М.В.Сусов отказался от выделения тектирской свиты, которая была закартирована как нижняя и средняя подсвиты былыкатской свиты. В таком понимании стратотипический разрез былыкатской свиты соответствовал бы только верхней половине верхнебылыкатской подсвиты. Однако, на взгляд авторов данной публикации, это сопоставление не имеет ни палеонтологических, ни литолого-стратиграфических обоснований.

Разрез карбона по р. Нымнэчээн, рассматривавшийся М.В.Сусовым в качестве типового для верхнебылыкатской подсвиты, был изучен авторами в 2014 г. (рис. 3). Здесь в моноклинали непрерывно вскрываются толщи тонкого и грубого переслаивания разнотекстурных алевролитов, песчаников и их разностей. С точки зрения ритмостратиграфии [13, 20], разрез имеет отчетливо трехчленное строение, при котором каждая из трех частей, по мнению авторов, представляет самостоятельные свиты – былыкатскую, сетчанскую и юпенчинскую.

Былыкатская свита характеризуется горизонтальным (флишoidalным) и косым переслаиванием алевролитов, алевропесчаников и песчаников с увеличением песчаной разности вверх по разрезу. В нижней части отмечаются тонкие слои углистых аргиллитов с отпечатками плауновых плохой сохранности. Песчаники часто имеют разнонаправленную косую слоистость. Завершается разрез свиты мощной пачкой песчаников массивных, реже полого-волнисто-слоистых, преимущественно среднетекстурных.

Сохранность растительных остатков не позволила сделать точную их диагностику, однако в 10–11 км юго-западнее в литологически близких, но менее мористых слоях на р. Былыкат ниже устья руч. Правый (см. рис. 1) в стратотипе былыкатской свиты авторами был собран предположительно лепидофитовый [7] комплекс, представленный видами *Angarodendron obrutschevii* Zalesky, *A. tetragonum* (Chaclov) Radczenko, *Lepidodendron? cf. planum* Neuburg (рис. 4) (здесь и далее, за исключением особо отмеченных, – определения А.Н.Килясова). Ниже по разрезу были встречены продолговато-овальные двусторонне симметричные семена *Samaropsis evanida* Rasskazova и единичные перышки семенных папоротников *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalesky. В 1988 г. в слое 54 (см. рис. 3) разреза по р. Нымнэчээн И.В.Будниковым были собраны остатки семенных папоротников *Angaropteridium* sp., а также разнообразные семена *Samaropsis auriculata* Neuburg, *S. cf. euryptera* Suchov, *S. cf. pauxilla* Zalesky (определения С.Г.Гореловой).

Как было замечено М.В.Дуранте [7], таксономический состав лепидофитового комплекса Верхоянья отличается доминированием рода *Angaropteridium*, который в Алтае-Саянской области (Кузнецкий, Минусинский бассейны), на фоне многочисленных *Angarophloios* и *Tomiodendron*, относительно редок.

Наличие многочисленных остатков крупнотекстурных плауновых в былыкатской свите может свидетельствовать о ее раннекаменноугольном возрасте [3, 6], что вполне согласуется с палеонтологической характеристикой ее вероятного возрастного аналога в Западном Верхоянье – серджахской свиты, в верхней части которой авторами была обнаружена двустворка *Wilkingia cf. regularis* (King) [8], по заключению А.С.Бякова, визейско-серпуховского возраста [10]. В последней унифицированной Региональной схеме [18] былыкатская свита относится к верхней части верхневизейского подъяруса, однако такая датировка является небесспорной, что будет рассмотрено ниже.

Вышезалегающая сетчанская свита сложена пачками ритмичного переслаивания горизонтально- и полого-волнисто-слоистых алевролитов и алевропесчаников с косослоистыми и массивными разнотекстурными песчаниками с преобладанием последних в верхней части свиты. Завершается разрез свиты мощной (более 200 м) пачкой дельтовых песчаников с линзами и слоями мелкогалечного и гравийного конгломерата и прослоями лагунно-континентальных тонко-полосчатых алевролитов с многочисленными отпечатками флоры, в которой доминируют фрагменты осей птеридоспермов *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalesky с циклоптеридными перышками. Кроме этого, по выполненным в 1988 г. сборам И.В.Будникова, С.Г.Гореловой в слое 15 (см. рис. 3) были определены лепидофиты *Angarodendron cf. obrutschevii* Zalesky, а в слое 21 – членистостебельные *Koretrophyllites* sp., птеридоспермы *Angaropteridium cf. cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalesky и семена *Samaropsis jurabaensis* Rasskazova. Согласно Региональной схеме [18], сетчанская свита относится к серпуховскому ярусу – нижнебашкирскому подъярусу.

По С.В.Мейену [22], смена лепидофитовой флоры постлепидофитовой (птеридоспермовой) отражает важный палеоклиматический рубеж, а массовое исчезновение теплолюбивых крупнотекстурных лепидофитов могло быть связано с первым в каменноугольном периоде крупным похолоданием и прекращением длительно существовавшего в Ангариде безморозного режима. Этот флористический рубеж четко устанавливается в средней части острогской свиты (серии) Кузнецкого бассейна [11], что стало хорошим палеонтологическим обоснованием ее деления на евсеевскую и каезовскую свиты [2], а сам рубеж получил название «острогский эпизод» [12], который, по мнению многих исследователей, позволяет в континентальных отложениях Средней Сибири уверенно определять границу нижнего и среднего карбона [6, 17].

Немаловажным для корреляции разнофациальных нижне-среднекаменноугольных отложений Ангарида является наличие в средней части острогской серии «переходных» между евсеевской и каезовской свитами морских осадков, являющихся отражением крупной



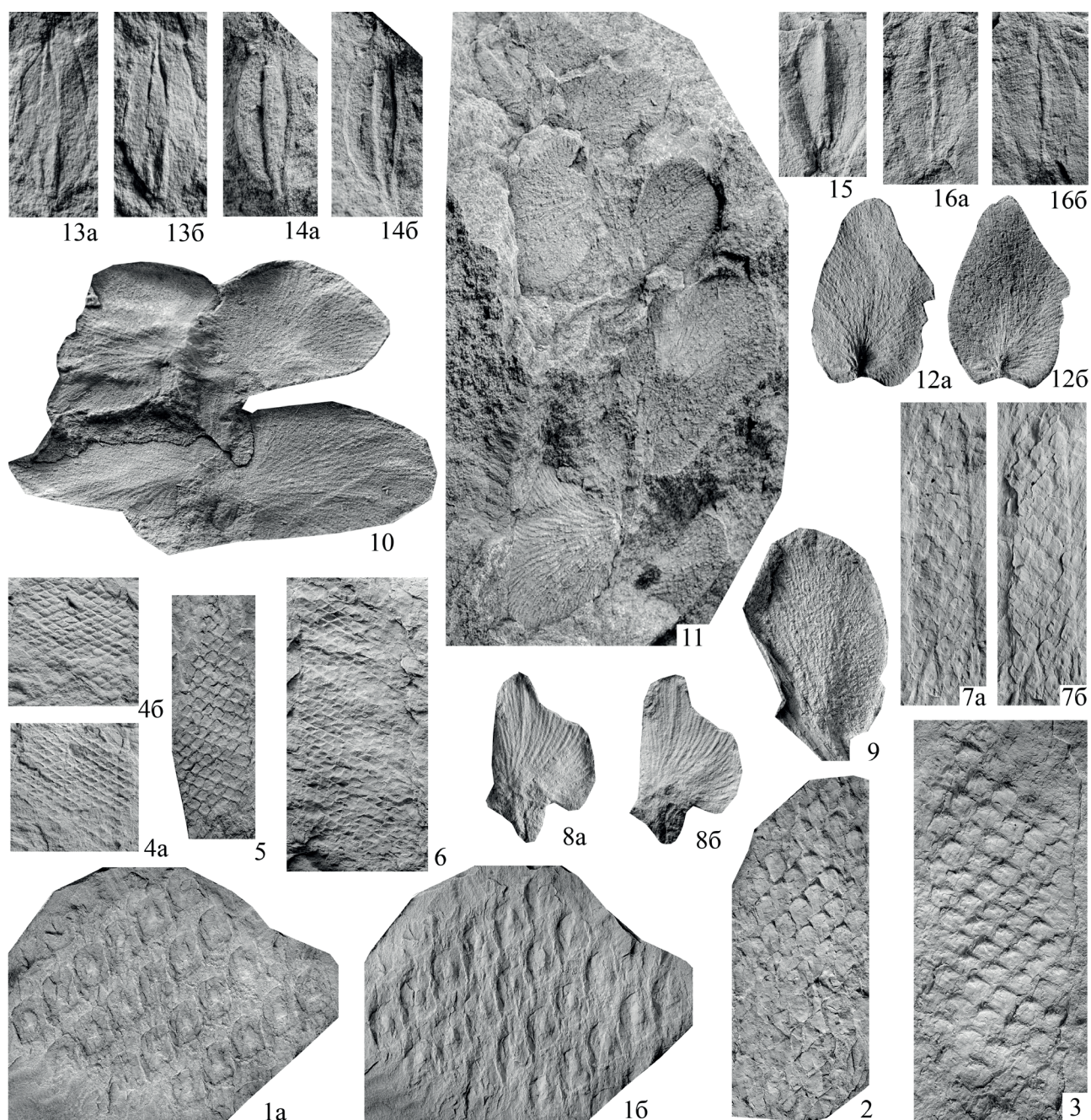


Рис. 4. Ранне-среднекаменноугольная флора Орулганского хребта:

1–7 – лепидофиты (все в натуральную величину): 1 – *Angarodendron obrutschevii* Zalesky экз. № 222/12-1, 2–6 – *Angarodendron tetragonum* (Chaclov) Radczenko: 2 – экз. № 222/12-5, 3 – экз. № 222/12-2, 4 – экз. № 222/12-3, 5 – экз. № 222/12-9, 6 – экз. № 222/12-4, 7 – *Lepidodendron?* cf. *planum* Neuburg, экз. № 222/12-7, р. Былыкат, обр. би/14-6(175 м), былыкатская свита, вероятно, серпуховский ярус; 8–12 – птеридоспермы *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalesky (все увеличены в два раза): 8 – экз. № 222/11-11, р. Былыкат, обр. би/14-3(51,5 м), былыкатская свита, вероятно, серпуховский ярус, 9 – экз. № 222/8-6, 10 – экз. № 222/8-5, 11 – экз. № 222/8-4, 12 – экз. № 222/8-1, р. Нымнэчээн, обр. би/14-20(1122 м), сетчанская свита, вероятно, башкирский ярус; 13–16 – семена *Samaropsis evanida* Rasskazova (все увеличены в три раза): 13 – экз. № 222/11-4, 14 – экз. № 222/11-10, 15 – экз. № 222/11-3, 16 – экз. № 222/11-2, р. Былыкат, обр. би/14-3(51,5 м), былыкатская свита, вероятно, серпуховский ярус; буквами обозначены изображения одного экземпляра при различном освещении



магарской трансгрессии и содержащих разнообразный комплекс беспозвоночных (брахиоподы, двустворки, мшанки, филлоподы и др.). Для определения возраста этого уровня важное значение имеют брахиоподы, которые, по мнению А.Г.Клеца, наиболее вероятно имеют серпуховский возраст, что позволяет проводить границу нижнего и среднего карбона в Кузбассе в кровле «острогского морского горизонта» [9]. Это согласовывалось с представлениями специалистов по флоре о синхронности «острогского эпизода» с рубежом серпуховского и башкирского веков. Однако позднее В.Г.Ганелиным было сделано сообщение о том, что брахиоподы из основания каезовской свиты обладают поздневизейским возрастом и относятся к аммоноидной зоне  $P_2$  [21]. Если это верно, то исчезновение крупноствольных лепидофитов в Ангариде происходило существенно раньше рубежа раннего и среднего карбона, а на поздневизейско-серпуховское время в Ангариде приходился период развития постлепидофитовой флоры [5].

В Орулганской зоне Верхоянского бассейна остается ряд нерешенных вопросов по развитию ранне-среднекаменноугольной флоры. Исходя из материалов Л.А.Мусалитина и Р.В.Соломиной, по рекам Былыкат и Сетачан смена лепидофитовой и постлепидофитовой флор совпадает с границей былыкатской и сетачанской свит [7]. Однако противоречия в палеонтологических привязках и литологическом строении стратотипического разреза былыкатской свиты требуют дальнейшего детального переизучения этого разреза с проведением литофациального анализа, структурно-тектонических реконструкций и тщательного сбора новых коллекций растительных остатков. Второй вопрос связан с обоснованием синхронности смены лепидофитовой и постлепидофитовой флоры в Орулганской зоне с таковой в Кузнецком бассейне, которая не столь однозначна, как кажется на первый взгляд. Кроме таксономических отличий между комплексами лепидофитов рассматриваемых регионов, имеются и некоторые отличия в специфике накопления углей. Согласно С.В.Мейену [12], в южных районах Сибири угленакопление началось с массовым развитием птеридоспермовой флоры, то есть после «острогского эпизода». При этом в слоях с лепидофитовым комплексом характерно полное отсутствие углей и наличие пестроцветов, что свидетельствует об аридном или семиаридном климате, который с «острогского эпизода» стал более влажным. В Орулганском хребте, напротив, Л.А.Мусалитин устанавливает угленосность в лепидофитовых слоях, тогда как отложения с птеридоспермовым комплексом всецело угленосны. В таком случае или в конце раннего карбона Орулганская зона располагалась на территории с более влажным, чем в континентальной части Ангарида, климатом, или крупноствольные плауновые здесь пережили «острогский эпизод», и авторы просто ошибочно сопоставляют былыкатские отложения с евсеевской свитой Кузбасса. Такое предположение не противоре-

чит и данным по Ангариде, где в постлепидофитовой части карбона из лепидофитов «обнаруживаются только *Angarodendron* и *Angarophloios*, но в отдельных слоях они приобретают доминирующее положение» [12, с. 123]. В связи с этим, не исключен вариант того, что былыкатская свита содержит не лепидофитовый, а постлепидофитовый флористический комплекс, о чем свидетельствуют многочисленные птеридоспермы в стратотипе свиты [14, 15]. Это также подтверждается кордаитами рода *Ruf flora* (*R. theodorii* (Tschirkova et Zalessky)), обнаруженными Л.А.Мусалитиным, вероятно, в основании сетачанской (собопольской) свиты, что обсуждалось выше. Согласно С.В.Мейену, «в мазуровской свите Кузбасса (средний карбон) и ее аналогах в других районах Сибири впервые появляется промышленная угленосность. Одновременно появляются новые растения, в том числе род *Ruf flora*... Это *R. subangusta*, *R. theodorii*, *R. archaica*... Из других растений комплекса особенно важны *Angarodendron* (были углеобразователями в Средней Сибири), *Angaropteridium* (простоперистые виды, сложноперистые исчезают...)» [12, с. 188]. В случае подтверждения присутствия руфлорий в основании сетачанской свиты, у авторов появится важный довод в пользу того, что на границе былыкатской и сетачанской свит фиксируется смена постлепидофитового и птеридоспермово-кордаитового комплексов.

Из вышеизложенного следует, что при современном уровне знаний нельзя уверенно утверждать, что смена лепидофитовой флоры на постлепидофитовую (птеридоспермовую) в Орулганской зоне происходит на границе былыкатской и сетачанской свит. Если предположение о постлепидофитовом возрасте былыкатской флоры верно, то, принимая во внимание общий характер цикличности осадконакопления верхоянского терригенного комплекса [13, 20], былыкатскую свиту следует относить к серпуховскому ярусу, а не к верхневизейскому подъярусу, как считалось ранее. Сетачанская свита, соответственно, имеет раннебашкирский возраст, что согласуется с находками позднебашкирских аммоноидей в вышележащей юпенчинской свите [1, 16].

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2014-0003) и при частичной финансовой поддержке грантом РФФИ-Восток 15-45-05024.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1985.
2. Бетехтина О.А., Горелова С.Г. К вопросу об «острогской свите» Кузбасса // Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. 1975. Вып. 220. С. 93–105.



3. Будников И.В., Горелова С.Г. Современные представления об основных проблемах флостратиграфии позднего палеозоя Ангарида // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангарида. Т. I. – Новосибирск: Интергео, 1996. С. 19–23.
4. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхоянская. Листы Q-52-VII, VIII: Объяснительная записка // М.В.Сусов, Г.М.Любцова, В.А.Буров, Д.К.Башлаев. – М.: Союзгеолфонд, 1984.
5. Дуранте М.В. Верхнепалеозойские флоры и стратиграфия Верхоянья // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «Lethaea rossica». 2013. Вып. 1. С. 109–111.
6. Дуранте М.В. Положение основных геохронологических рубежей во флороносных отложениях верхнего палеозоя Кузбасса (состояние проблемы) // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангарида. Т. I. – Новосибирск: Южсибгеолком; Интергео, 1996. С. 23–35.
7. Дуранте М.В. Последовательность позднепалеозойских флористических комплексов Верхоянья // Lethaea rossica. Российский палеоботанический журнал. 2010. Т. 2. С. 45–54.
8. Ивенсен Г.В., Кутыгин Р.В. Петрохимические особенности пограничных отложений нижнего–среднего карбона Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 49–54.
9. Клец А.Г. «Восточный» взгляд на проблему возраста острогской свиты // Кузбасс – ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангарида. Т. II. – Новосибирск: Интергео, 1996. С. 82–86.
10. Кутыгин Р.В. Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 66–74.
11. Мейен С.В. О возрасте острогской свиты Кузбасса и аналогах намура в континентальных отложениях Северной Азии // Доклады АН СССР. 1968. Т. 180. № 4. С. 944–947.
12. Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. – М.: Наука, 1990.
13. Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (закономерности осадконакопления, районирование, корреляция) / И.В.Будников, В.С.Гриненко, А.Г.Клец и др. // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 86–92.
14. Мусалитин Л.А. К выделению былыкской, собопольской и халджинской свит в толще верхнепалеозойских отложений бассейна р. Собола // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1961. Вып. 4. С. 69–77.
15. Мусалитин Л.А. Стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных отложений северо-западной части Верхоянно-Чукотской складчатой области // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1970. Вып. X. С. 3–32.
16. Мусалитин Л.А., Соломина Р.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. – Л.: Недра, 1970. С. 25–41.
17. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, часть II (средний и верхний палеозой), 1979 г. / Под ред. В.И.Краснова. – Новосибирск, 1982.
18. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). – С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
19. Шведов Н.А. Растительные остатки // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. – Л.: Недра, 1970. С. 141–150.
20. Carboniferous of East Yakutiya, Russia / I.V.Budnikov, A.G.Klets, V.S.Grinenko, R.V.Kutygin // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 1996. Vol. 14. Pp. 12–14.
21. Ganelin V.G., Durante M.V. Biostratigraphy of the Carboniferous of Angaraland // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2002. Vol. 20. Pp. 23–26.
22. Meyen S.V. Carboniferous and Permian Lepidophytes of Angaraland // Palaeontographica. Abteilung B. 1976. Band 157. Lieferung 5–6. Pp. 112–157.

## Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны в бассейне Средней Лены

Г.Г.БОЕСКОРОВ, И.Н.БЕЛОЛЮБСКИЙ, А.И.СЕРГЕЕНКО (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),

Приведены данные о новых находках остатков млекопитающих мамонтовой фауны в бассейне Средней Лены, на основе которых уточнен видовой состав крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена, представленный 11 видами. Получена серия новых радиоуглеродных датировок, позволяющая констатировать, что массовые захоронения остатков плейстоценовых млекопитающих создавались в этом регионе во время каргинского интерстадиала (24–55 тыс. лет назад).

*Ключевые слова:* поздний неоплейстоцен, стратиграфия, Средняя Лена, мамонтовая фауна.

Боесков Геннадий Гаврилович  
Белолубский Иннокентий Никифорович  
Сергеенко Анатолий Иванович



gboeskorov@mail.ru  
belolyubsky@diamond.ysn.ru  
sergeenko@diamond.ysn.ru

## New data on the Mammoth fauna in the Middle Lena river basin

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

The data on new finds of the remains of Mammoth fauna mammals in the basin of Middle Lena River is represented in the article. It is revealed that the large mammals of Late Pleistocene were represented by 11 species in this region. A series of new radio-carbon datings was obtained allowing to note that mass burials of the Pleistocene mammals remains were formed in this region during a Karginian interstadial (24–55 thousand years ago).

*Key words:* Late Pleistocene, stratigraphy, Middle Lena River, Mammoth fauna.

Территория Якутии – один из немногих регионов Земного шара, где благодаря наличию многолетнемерзлых пород и холодному климату сохранились толщи рыхлых четвертичных отложений, содержащих поистине колоссальный объем остатков органического мира плейстоцена, в особенности, биома мамонтового комплекса позднего неоплейстоцена. Наиболее известны многочисленные находки остатков млекопитающих мамонтовой фауны в Арктической зоне Якутии. В Центральной Якутии, где более теплый и продолжительный летний период и, соответственно, более сильная оттайка многолетнемерзлых пород, подобные остатки сохраняются гораздо хуже, в связи с чем они менее многочисленны, чем на Крайнем Севере. В результате сведения о составе и распространении мамонтовой фауны в Центральной Якутии до недавнего времени были весьма неполными, радиоуглеродные датировки остатков ископаемых млекопитающих были единичны, соответственно, и стратиграфические схемы верхнего неоплейстоцена данного региона несовершенны.

В Центральной Якутии по правому берегу р. Лена вскрываются неоплейстоценовые отложения, представ-

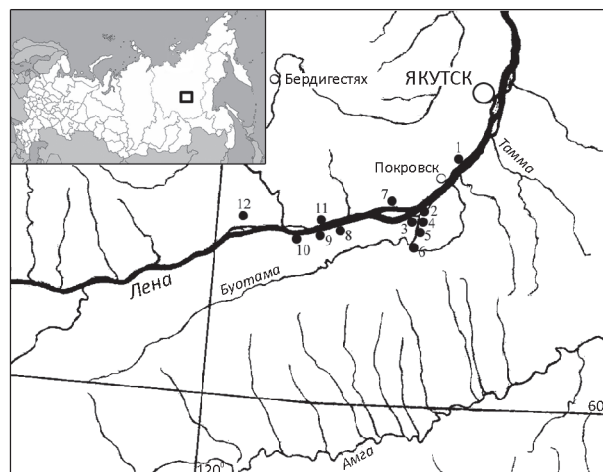
ленные свитами: бестяхской (средний неоплейстоцен; пески с галькой, мощность 1,0–7,5 м), мавринской (ширтинское время среднего неоплейстоцена – казанцевское время позднего неоплейстоцена; пески, мощность 14,5–16,5 м) и поздннеоплейстоценовой дьолкуминской (пески, мощность 5–20 м), возраст которой по данным радиоуглеродных определений 11–20 тыс. лет [10]. Четвертичные отложения района в левобережье р. Лена представлены аллювиальными фациями разновысотных террас реки и ее притоков: погребенными отложениями покровской свиты (вторая половина нижнего неоплейстоцена, лебедский горизонт; галечники с небольшим содержанием валунов, пески с гравием, мелкой галькой и суглинками); отложениями II надпойменной аккумулятивной 18–22-метровой террасы (сергеляхской) (верхний неоплейстоцен, каргинский и сартанский горизонты; галечники, пески, суглинки, мощность до 33 м) и отложениями I надпойменной аккумулятивной 8–12-метровой террасы (якутской) (верхний неоплейстоцен, сартанский горизонт – нижний голоцен; базальные галечники, перекрываемые песками с прослоями супесей и суглинков, мощность до 22 м) [6, 10, 12].

В среднем течении р. Лена, в районе природного парка «Ленские Столбы» и прилегающих территорий, в разные годы были обнаружены остатки ископаемых млекопитающих мамонтовой фауны. В районе устья р. Буотама находили кости мамонта *Mammuthus primigenius* Blum., шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* Blum., ленской лошади *Equus lenensis* Russ., первобытного бизона *Bison priscus* Boj., снежного барана *Ovis nivicola* Esch., лося *Alces* sp., северного оленя *Rangifer tarandus* L. [3, 6]. На Диринг-Юряхском обнажении, расположенном в устье одноименного ручья, в верхнечетвертичных отложениях были найдены остатки *E. lenensis*, *B. priscus* Boj., *Alces* sp. [6, 10]. На о. Улахан-Ары, расположенном на р. Лена близ устья р. Буотама, в 1980-х годах сотрудники Института геологии ЯФ СО АН СССР П.А.Лазарев, О.В.Гриненко, И.Н.Белолуцкий обнаружили остатки мамонта, ленской лошади, бизона, снежного барана, северного оленя и благородного оленя *Cervus elaphus* L. [8].

Во время экспедиционных работ 1995–2015 гг. обследован ряд частных разрезов верхнечетвертичных отложений в бассейне Средней Лены (карьер Куталаах, Куох-Хайа, Диринг-Юрях, Лабыя, Куранах, Часовня), а также локальные аккумуляции костных остатков плейстоценовых млекопитающих аллювиального генезиса (остров Улахан-Ары, устье р. Буотама, руч. Батамайы) (см. рисунок). На этих местонахождениях собран новый материал по мамонтовой фауне региона (табл. 1). Ряд костей ископаемых животных датирован радиоуглеродным методом в различных лабораториях (табл. 2).

По этим сборам в бассейне Средней Лены отмечено обитание в позднем неоплейстоцене 11 видов крупных млекопитающих (волк, бурый медведь, пещерный лев, шерстистый мамонт и носорог, ленская лошадь, благородный и северный олени, лось, бизон и снежный баран), среди которых наиболее распространенными, по-видимому, были: мамонт, ленская лошадь, носорог и бизон (см. табл. 1). Этот спектр не отражает полного биологического разнообразия крупных млекопитающих мамонтовой фауны Якутии (до 16 видов) [2]. До сих пор здесь не обнаружены остатки широко распространенных на территории Якутии видов: песца *Alopex lagopus* L., лисицы *Vulpes vulpes* L., россомахи *Gulo gulo* L., плейстоценового овцебыка *Ovibos pallantis* H. Smith и сибирского сайгака *Saiga tatarica borealis* Tschersky. Остатки хищников вообще редки и, возможно, они будут найдены здесь в дальнейшем. Овцебык и сайгак, казалось бы, могли найти подходящие местообитания на преимущественно равнинной территории Центральной Якутии. Однако в этом регионе их находки единичны. Численность этих видов мог существенно подорвать человек верхнего палеолита [2], стоянки которого найдены на Средней Лене в последние годы [9].

Находки ископаемых остатков снежного барана показывают, что этот вид обитал в позднем неоплейсто-



Местонахождения мамонтовой фауны в бассейне Средней Лены:

1 – карьер Куталаах; 2 – остров Улахан-Ары; 3–5 – устье р. Буотама; 6 – Куох-Хайа; 7 – Часовня; 8 – Диринг-Юрях; 9 – Лабыя; 10 – Куранах; 11 – руч. Батамайы; 12 – Санга-Сайылык

цене по обе стороны р. Лена, причем как во время каргинского интерстадиала [3], так и во время сартанского оледенения (см. табл. 2). В настоящее время *O. nivicola* не встречается в этих местах, являясь типично горным видом [7, 11]. Ископаемые находки снежного барана на приречных участках Центрально-Якутской равнины и Приленского плато, где отдельные возвышения достигают (и достигали в плейстоцене) лишь 200–300 м над уровнем моря, свидетельствуют о том, что этот вид в плейстоцене мог обитать на слабовсхолмленной местности и даже на равнинах [1].

В 2014 г. близ устья р. Буотама впервые был обнаружен фрагмент черепа пещерного льва *Panthera spelaea* Goldfuss, что доказывает обитание этого хищника в бассейне Средней Лены. По-видимому, не случаен каргинский возраст этой находки (см. табл. 2), так как во время этого термохрона пещерный лев был наиболее широко распространен в Восточной Сибири [2].

Радиоуглеродная датировка остатков ленской лошади с р. Часовня (см. табл. 2) свидетельствует о том, что этот вид не вымер в Центральной Якутии в конце плейстоцена, а продолжал существовать здесь и в начале голоцена. До сих пор были свидетельства того, что *E. lenensis* обитала в голоцене только на крайнем севере Якутии [8, 14].

В 2011 г. на о. Улахан-Ары найден фрагмент черепа первобытного бизона с роговым стержнем очень крупных размеров (длина по большой кривизне 655 мм, окружность основания 420 мм), один из наибольших, найденных на территории Якутии [8]. По размерам рогового стержня этот экземпляр ближе к крупному бizonу среднего неоплейстоцена *B. priscus crassicornis*

1. Крупные млекопитающие мамонтовой фауны, обитавшие в бассейне Средней Лены (Национальный природный парк «Ленские столбы» и прилегающие территории)

| Отряд, вид                                                 | Местонахождения |               |            |           |         |                  |             |             |               |               |
|------------------------------------------------------------|-----------------|---------------|------------|-----------|---------|------------------|-------------|-------------|---------------|---------------|
|                                                            | Карьер Куталаах | о. Улахан-Ары | р. Буотама |           | Часовня | руч. Диринг-Юрях | руч. Лабыяа | руч.Куранах | руч. Батамайы | Саंगा-Сайылык |
|                                                            |                 |               | Устье      | Куох-Хайа |         |                  |             |             |               |               |
| Хищные                                                     |                 |               |            |           |         |                  |             |             |               |               |
| Волк <i>Canis lupus</i>                                    | —               | —             | —          | —         | +       | —                | —           | —           | —             | —             |
| Бурый медведь <i>Ursusarctos</i>                           | —               | +             | +          | —         | —       | —                | —           | +           | —             | —             |
| Пещерный лев <i>Pantheraspelaea</i>                        | —               | —             | +          | —         | —       | —                | —           | —           | —             | —             |
| Хоботные                                                   |                 |               |            |           |         |                  |             |             |               |               |
| Шерстистый мамонт<br><i>Mammuthus primigenius</i>          | —               | +             | +          | +         | +       | +                | +           | +           | —             | +             |
| Непарнокопытные                                            |                 |               |            |           |         |                  |             |             |               |               |
| Ленская лошадь <i>Equuslenensis</i>                        | +               | +             | +          | —         | +       | +                | +           | +           | +             | —             |
| Шерстистый носорог<br><i>Coelodontaantiquitatis</i>        | +               | +             | +          | —         | +       | +                | +           | +           | +             | +             |
| Парнокопытные                                              |                 |               |            |           |         |                  |             |             |               |               |
| Благородный олень <i>Cervuselaphus</i>                     | —               | +             | +          | —         | +       | +                | +           | +           | —             | —             |
| Лось, близкий американскому,<br><i>Alcescf. americanus</i> | +               | +             | +          | —         | —       | +                | +           | +           | +             | —             |
| Северный олень <i>Rangifertarandus</i>                     | —               | +             | +          | —         | +       | +                | +           | +           | —             | —             |
| Первобытный бизон <i>Bison priscus</i>                     | +               | +             | +          | —         | +       | +                | +           | +           | +             | —             |
| Снежный баран <i>Ovisnivicola</i>                          | —               | +             | +          | —         | —       | +                | —           | +           | +             | +             |

Примечание. «+» – наличие вида в палеонтологических или археологических сборах; «–» – отсутствие вида.

Rich., чем к бизону позднего неоплейстоцена (*B. priscus occidentalis* Lucas). Вместе с тем, радиоуглеродная датировка этой находки указывает на то, что ее возраст соответствует финалу позднего неоплейстоцена, концу каргинского интерстадиала. Полученные данные могут указывать на необходимость ревизии внутривидовой систематики *B. priscus* Якутии.

По данным А.И.Томской, формирование костеносных горизонтов на местонахождениях Куранах и Куох-Хайа происходило в каргинское время [3]. Значительная часть радиоуглеродных датировок костей животных со Средней Лены (о. Улахан-Ары, устье р. Буотама, ручьи Диринг-Юрях, Лабыяа и Куранах) относятся к этому времени (30 000–41 500 лет) или, предположительно, к нему (>37,6; 37,9; 40 и 45 тыс. лет). И только две даты относятся ко времени сартанского

оледенения (17 500 и 20 500 лет) (см. табл. 2). Таким образом, массовые захоронения остатков плейстоценовых млекопитающих сформировались в районе Ленских Столбов во время каргинского интерстадиала (24–55 тыс. лет назад). В этот период потепления в летнее время образовывались многочисленные термокарстовые «ловушки», топи, заболоченные места, в которых увязали и погибали мамонты, шерстистые носороги и другие крупные массивные животные [4, 8].

Уточненный состав мамонтовой фауны бассейна Средней Лены и новые радиоуглеродные датировки будут использоваться для дальнейшего биостратиграфического расчленения отложений верхнего неоплейстоцена данного региона.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2014-0003).



## 2. Радиоуглеродные данные, полученные по костным остаткам млекопитающих мамонтовой фауны с территории Ленских Столбов

| Вид животного                                     | Местонахождение           | Материал                | Абсолютный возраст по $^{14}\text{C}$ , лет назад, лабораторный номер, источник |
|---------------------------------------------------|---------------------------|-------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|
| Пещерный лев <i>Pantheraspelaea</i>               | р. Буотама, 3 км от устья | Фрагмент черепа         | 41 540±355 (GrA-62445)                                                          |
| Шерстистый мамонт <i>Mammuthus primigenius</i>    | руч. Куранах              | Фрагмент коренного зуба | >40 000 (COAH-7837)                                                             |
| Шерстистый носорог <i>Coelodonta antiquitatis</i> | руч. Лабыя                | Фрагмент черепа         | 36 200±330 (COAH-7838)                                                          |
| Ленская лошадь <i>Equus lenensis</i>              | р. Часовня                | Фрагмент нижней челюсти | 9790±60 (ГИН-14697)                                                             |
| Благородный олень <i>Cervus elaphus</i>           | руч. Куранах              | Фрагмент рога           | 17 400±200 (ГИН-11024)                                                          |
|                                                   | руч. Куранах              | Фрагмент рога           | 35 810±280 (ГИН-14701)                                                          |
|                                                   | руч. Куранах              | Фрагмент рога           | 36 470±280 (OxA-18925) [13]                                                     |
|                                                   | о. Улахан-Ары             | Фрагмент рога           | >37 600 (AA-34500)                                                              |
|                                                   | о. Улахан-Ары             | Фрагмент рога           | >37 900 (AA-34499)                                                              |
|                                                   | р. Буотама                | Фрагмент рога           | 29 980±160 (OxA-18920) [13]                                                     |
|                                                   | руч. Диринг-Юрях          | Фрагмент черепа         | 30 010±230 (OxA-20921) [13]                                                     |
| Бизон <i>Bison priscus</i>                        | о. Улахан-Ары             | Фрагмент черепа         | 31 560±240 (ГИН-14696)                                                          |
| Снежный баран <i>Ovis nivicola</i>                | руч. Куранах              | Фрагмент черепа         | >45 000 (GrA-38803)                                                             |
|                                                   | р. Эдэй, Санга-Сайылык    | Фрагмент черепа         | >40 000 (ГИН-14409)                                                             |
|                                                   | р. Синяя, район устья     | Фрагмент черепа         | 20 520±95 (GrA-62466)                                                           |

Примечание. Лаборатории, в которых получены датировки: GrA – Университет г. Гронинген, Нидерланды; COAH – Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск; ГИН – Геологический институт РАН, г. Москва; OxA – Оксфордский университет, Великобритания; AA – Университет Аризоны, г. Туссон, США.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боесков Г.Г. К систематике и распространению баранов рода *Ovis* (Artiodactyla, Bovidae) в плейстоцене и голоцене Сибири и Дальнего Востока // Зоологический журнал. 2001. Т. 80. № 2. С. 243–256.
- Боесков Г.Г., Барышников Г.Ф. Позднечетвертичные хищные млекопитающие Якутии. – С-Пб: Наука, 2013.
- Боесков Г.Г., Бурнашев Н.Н., Соломонов Н.Г. Находки остатков мамонтовой фауны на территории Национального парка «Ленские Столбы» // Наука и образование. 1998. № 2. С. 95–97.
- Верещагин Н.К. Почему вымерли мамонты. – Л.: Наука, 1979.
- Ископаемый снежный баран из Якутии / Г.Г.Боесков, П.Р.Ноговицын, А.Н.Тихонов и др. // Доклады РАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 704–707.
- Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений Бестяхской террасы Средней Лены // Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода. 1991. № 60. С. 68–78.
- Кривошапкин А.А., Яковлев Ф.Г. Снежный баран Верхояния. – Якутск: «Сахаполиграфиздат», 1999.
- Лазарев П.А. Крупные млекопитающие антропогена Якутии. – Новосибирск: Наука, 2008.
- Пестерев Д.А. Памятники древней и древнейшей истории на Средней Лене // Природный парк «Ленские Столбы»: прошлое, настоящее и будущее. Сборник научных трудов. – Якутск: Ин-т биолог. проблем криолитозоны СО РАН, 2007. С. 84–98.
- Проблемы геологии палеолитического памятника Диринг-Юрях / М.Н.Алексеев, В.А.Камалетдинов, Х.Зигерт и др. – Якутск: изд-во ГКП ЯПГО, 1990.
- Ревин Ю.В., Сопин Л.В., Железнов Н.К. Снежный баран. – Новосибирск: Наука, Сиб. отдел., 1988.
- Сергеенко А.И., Белолобский И.Н., Боесков Г.Г. Кайнозойские отложения Средней Лены (строительные карьеры) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: изд-во СВФУ, 2014. С. 433–438.
- Faunal record identifies Bering isthmus conditions as constraint to end-Pleistocene migration to the New World / M.Meiri, A.M.Lister, M.J.Collins et al. // Proceedings of the Royal Society B (Biological Sciences). 2014. Vol. 281. № 1776. Pp. 1–9.
- Preliminary analyses of the frozen mummies of mammoth (*Mammuthus primigenius*), bison (*Bison priscus*) and horse (*Equus* sp.) from the Yana-Indigirka Lowland, Yakutia, Russia / G.G.Boeskov, O.R.Potapova, E.N.Mashchenko et al. // Integrative Zoology. 2014. Vol. 9. № 4. Pp. 471–480.

## О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ)

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Составление стереограмм массовых замеров залегания слоистости и кливажа для разных районов Приколымского террейна и структурно-статистический анализ этих тектонических деформаций позволили доказать: различие структурных планов метаморфического комплекса раннего протерозоя и рифей-палеозойских миогеоклинальных толщ; формирование складчато-надвиговых дислокаций рифей-палеозойских толщ в позднем мезозое произошло в результате действия региональных тектонических напряжений сжатия северо-западного направления; развитие ориентировок тектонических деформаций различных направлений на северной и южной окраинах террейна обусловлено разрушением их разнородными тектоническими структурами как в процессе позднемезозойской коллизии, так и в доколлизиионное время. *Ключевые слова:* слоистость, кливаж, сланцеватость, складки, стереограммы, направление тектонических деформаций, Приколымский террейн, Верхояно-Колымская орогенная область.

Третьяков Феликс Филаретович



tretyakov\_ff@mail.ru

## On tectonic structure of the Kolyma terrane in the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region (structural-statistical analysis)

F.F.TRETYAKOV

Drawing of stereograms of mass measurements of occurrences of layering and cleavage for different regions of the Kolyma terrain and structural-statistical analysis of these tectonic deformations allowed to prove: difference of structural plans of the Early Proterozoic metamorphic complex and the Riphean-Paleozoic miogeoclinal strata; formation of the fold-and-thrust dislocations of the Riphean-Paleozoic strata in the Late Mesozoic time took place as a result of regional tectonic compression of the north-western direction; development of orientations of tectonic deformations of different directions at the northern and southern margins of the terrain was due to their destruction by heterogeneous tectonic structures, during the Late Mesozoic collision, and in pre-collision time. *Key words:* Layering, cleavage, foliation, folds, stereograms, direction of tectonic deformations, Kolyma terrain, Verkhoyansk-Kolyma orogenic belt.

Цель применения массовых замеров залегания слоистости в геологических исследованиях сформулировал Ж.Гогель: «Статистические методы при достаточно большом количестве наблюдений могут быть полезны при расшифровке тектонической структуры района» [2, с. 96]. Действительно, *при достаточно большом количестве наблюдений* элементов залегания слоистости использование этого простейшего статистического (количественного) метода помогает довольно наглядно и точно определить характер тектонического строения или структурный план исследуемой территории – линейное складчатое, моноклинальное, пологое или беспорядочное. Получение таких результатов достигается достаточным (для этого анализа) числом замеров элементов залегания нарушенных слоев и других плоскостных тектонических структур, особым их распределением и ориентировкой в пространстве при обработке на стереографической сетке Вульфа.

В районах проявления кливажа ориентировку этих структур необходимо включать в статистический анализ наряду с параметрами залегания слоистости, так как структуры или поверхности кливажа формируются перпендикулярно направлению максимального регионального сжатия, участвующему и в создании складчатых деформаций.

Далее на конкретных примерах использования структурного статистического метода показаны некоторые особенности тектонического строения одного из крупных элементов Колымо-Омолонского супертеррейна Верхояно-Колымской орогенной области – Приколымского террейна (рис. 1), который сложен породами широкого возрастного диапазона от раннепротерозойских до раннемеловых, разбит разломами разного направления, а его строение интерпретируется как антиклинорное [3, 5].

Для выполнения поставленной задачи рассмотрены пересечения данного террейна по четырем поперечным

профилям, составленным из стереограмм полюсов слоистости и кливажа или тектонических структур, сформированных в коллизионный позднемезозойский этап деформаций. Первый, центральный профиль составлен по р. Колыма; второй, северный – по рекам Каменка и Колыма и два южных – по рекам Поповка и Ясачная (см. рис. 1). Краткая характеристика типов и форм складчатых и разрывных структур по указанным пересячениям дана по работе [7]. Приводимые ниже стереограммы полюсов слоистости и кливажа выполнены на сетке Вульфа в проекции на нижнюю полусферу.

Профиль по р. Колыма пересекает в широтном направлении центральную часть Приколымского террейна, в строении которого участвует крупный изометричный Шаманихинский блок (см. рис. 1), сложенный в разной степени метаморфизованными породами докембрийского возраста [5, 8].

Сравнение стереограмм залеганий слоистости по этому профилю (рис. 2, А и Б) показывает, что среди них отчетливо выделяется стереограмма с север-северо-запад-юг-юго-восточными простираниями нарушенных слоев (см. рис. 2, А, 3), которыми обладают неоднократно метаморфизованные образования раннего протерозоя западной части Шаманихинского блока [1, 5]. Данные породы деформированы в крутые изоклинальные складки со сланцеватостью, параллельной их осевым поверхностям (см. рис. 2, А, 4). Следует подчеркнуть, что север-северо-западная ориентировка сжатой линейной складчатости с параллельной ей сланцеватостью метаморфических пород раннего протерозоя уникальна и подобные направления тектонических деформаций в комплексах осадочных пород более молодого возраста как в пределах рассматриваемого профиля (см. рис. 2, А и Б), так и в других районах данного террейна нигде не повторяются (см. рисунки 2, В–Г и 3). Эта структурная особенность строения (см. рис. 2, А, 3–4), наряду с неоднократным метаморфизмом и раннепротерозойским возрастом рассматриваемых метаморфических образований, противоречит точке зрения некоторых исследователей об отсутствии в пределах Приколымского поднятия пород древнее рифейского возраста [3, 8].

Характер тектонических нарушений рифейских миогеоклинальных осадочных пород [4] Шаманихинского блока типично складчато-надвиговый и обусловлен развитием многочисленных надвигов и послыных срывов с образованием структур всех трех стадий надвигового этапа деформаций, согласно схеме из работы [6]. Складки второй стадии надвигового этапа деформаций в большинстве случаев представляют собой пологие наднадвиговые брахиформные, рамповые, коробчатые и «поп-ап» антиклиналы, которые чередуются с надвиговыми зонами смятия, состоящими из мелкой складчатости с интенсивным кливажем осевой плоскости со средними и пологими углами наклона. Простирания складчато-надвиговых

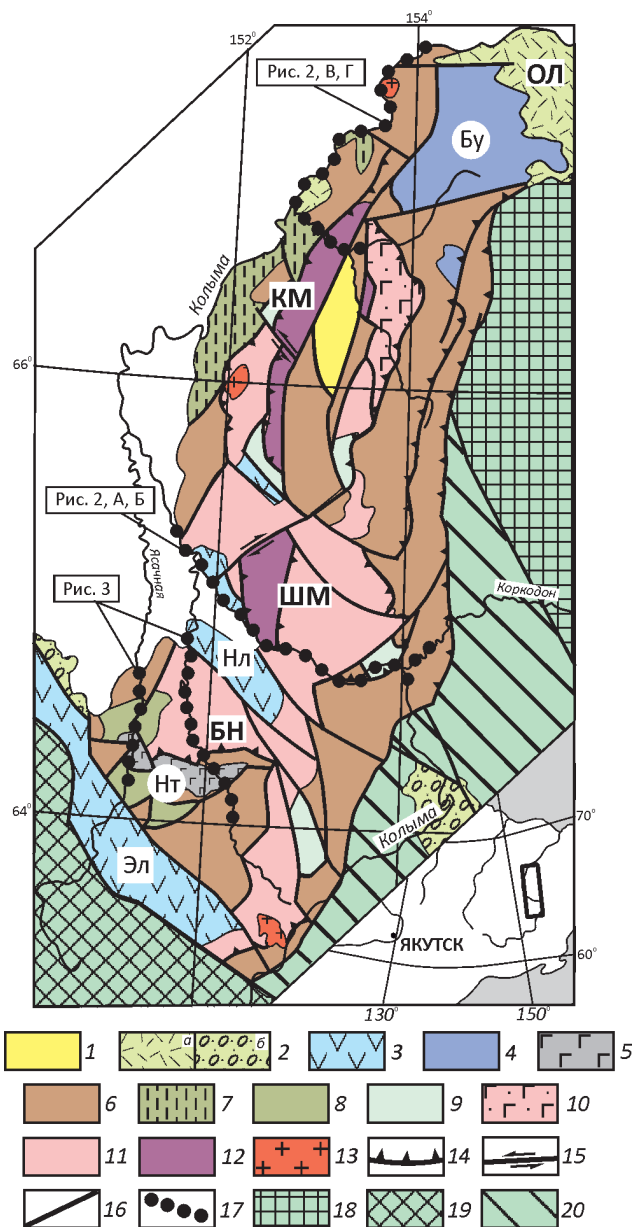


Рис. 1. Тектоническая схема Приколымского террейна, по работе [5]:

1–12 – геологические комплексы: 1 – неоген-четвертичный, 2 – меловой: а – вулканогенный, б – терригенный, 3 – позднеюрский, 4 – позднеэриасовый–среднеюрский, 5 – позднекаменноугольный, 6 – раннедевонский–пермский, 7 – ранне-среднеордовикский, 8 – ордовикский, 9 – венд-кембрийский, 10 – познерифейский, 11 – средне-познерифейский, 12 – раннепротерозойский метаморфический; 13 – гранитоиды; 14 – надвиги; 15 – сдвиги; 16 – прочие разломы; 17 – профили стереограмм, указанные на рисунках 2, 3; террейны: 18 – Омогонский, 19 – Омулевский, 20 – Сугойский; ОЛ – Олойская зона; блоки: КМ – Каменский, ШМ – Шаманихинский, БН – Белоноченский; синклинали (буквы в кружках): Бу – Бурдаха, Нт – Нятвенская; грабени (буквы в квадратах): Нл – Налучинский, Эл – Элекчанский; на врезке: выделенный контур – местоположение Приколымского террейна

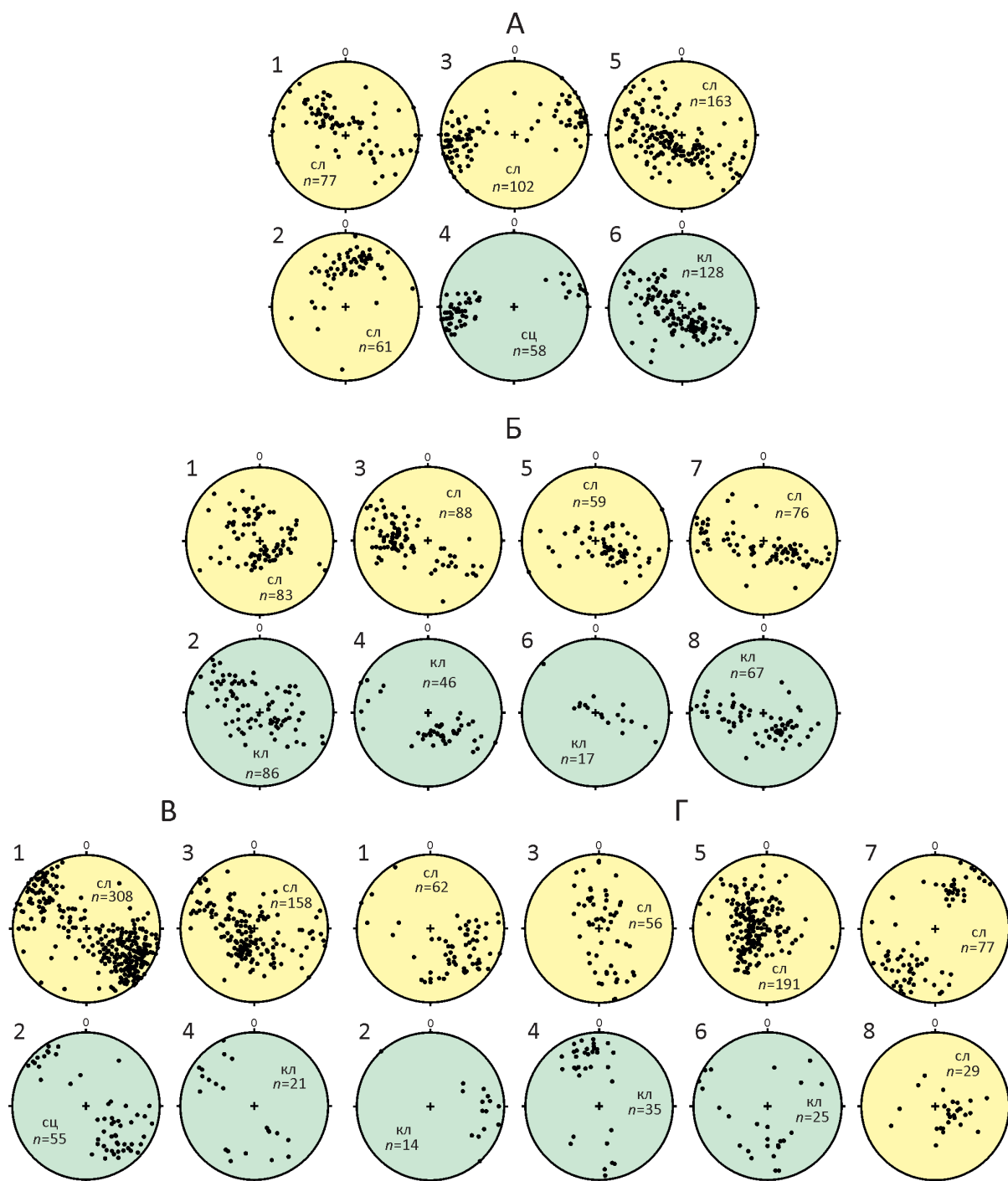


Рис. 2. Стереогаммы полюсов слоистости, кливажа и сланцеватости Центрального Приколывья (р. Колыма) (А, Б) и Северного Приколывья (Каменский блок, реки Каменка–Колыма) (В, Г):

А – западная половина: 1 – район устья р. Улахан-Юрюе (ордовик–верхний рифей), 2 – известковый карьер (нижний–средний девон), Шаманихинский блок: 3–4 – между реками Ороек–Чилистях (нижний протерозой), 5–6 – между реками Чебукулах–Тент (средний–верхний рифей); Б – восточная половина: 1–2 – между реками Коплект – Бол. Столбовая (средний–верхний палеозой), 3–4 – район устья р. Коркодон (венд–кембрий), 5–6 – нижнее течение р. Коркодон (карбон–пермь), 7–8 – выше устья р. Коркодон (верхний девон–карбон); В – р. Каменка, ниже устья р. Правая Каменка: 1–2 – протерозой–рифей, 3–4 – ордовик–девон; Г – р. Колыма, ордовик: 1–2 – район Слезовской протоки, 3–4 – Гороховский Камень, ордовик–девон: 5–6 – Верхний Половинный и Вяткин Камни, карбон–пермь; 7 – район пос. Лобуя, 8 – Заборцевский Камень;  $n$  – число замеров; сл – слоистость, кл – кливаж, сц – сланцеватость; положение профилей стереогамм рисунков 2 и 3 показаны на рис. 1



дислокаций и кливажа (иногда до сланцеватости) в основном северо-восточные (см. рис. 2, А, 5–6). В связи с этим еще раз следует обратить внимание на то, что структурные рисунки (планы) раннепротерозойских и рифейских образований, изображенные на стереограммах (см. рис. 2, А, 3–4 и 5–6), резко отличаются друг от друга направлением складчатых дислокаций.

Осадочные отложения венда–верхнего палеозоя в пределах восточного и западного крыльев террейна, как и рифейские породы, подвержены складчато-надвиговым деформациям и характеризуются также северо-восточными простираниями тектонических дислокаций слоев и кливажа. Особенно это заметно в зонах западного (см. рис. 2, А–1) и восточного (см. рис. 2, Б, 3–4, 5–6, 7–8) ограничений Приколымского террейна, где надвиговые разломы широко развиты [3, 7]. Моноклиналильные нарушения слоистости иных направлений устанавливаются редко. Например, в тектоническом блоке в районе Известкового Карьера (см. рис. 2, А, 2).

Итак, складчато-надвиговый характер тектонических дислокаций рифей-верхнепалеозойских миогеоклиналильных толщ и их в целом северо-восточное одинаковое простирание (см. рис. 2, А, 1 и 5; Б, 1, 3, 5 и 7) позволяет предположить, что весь этот комплекс осадочного чехла центрального Приколмыя был деформирован практически одновременно в течение позднемезозойской коллизии [4]. Северо-восточные простирания структур кливажа (см. рис. 2, А, 6; Б, 2, 4, 6 и 8) указывают на северо-западное направление регионального максимального сжатия, которому подвергались структуры Приколымского террейна со стороны Сугойского и Омолонского террейнов. Эти данные подтверждают ранее высказанное предположение о тектоническом давлении Омолонского массива на Приколымское поднятие в позднемезозойское время [3]. Необходимо подчеркнуть, что с этими событиями никак не связано формирование тектонических структур метаморфических пород раннего протерозоя, происхождение которых состоялось в дорифейское время [7] и которым свойственны совершенно иные типы деформаций и направления сжатия (см. рис. 2, А, 3–4).

На северном Приколмые анализ стереограмм слоистости и кливажа тектонических структур проведен по профилю рек Каменка–Колыма, который пересекает Каменский блок Приколымского террейна (см. рис. 1). На р. Каменка докембрийские и палеозойские породы блока имеют практически северо-восточные одинаковые ориентировки тектонических дислокаций (см. рис. 2, В).

Метаморфические породы раннего протерозоя и рифея вскрываются в зоне Оссалинского разлома шириной 10 км, где породы каждого стратиграфического подразделения докембрия выполняют отдельные узкие блоки, которые перемешаны между собой, а на востоке зоны с блоком среднепалеозойских известняков. На стереограммах полюса слоистости и сланцеватости

метаморфических образований рассеиваются по дугам больших кругов (см. рис. 2, В, 3 и 4), что указывает на их интенсивные совместные деформации в зоне Оссалинского разлома, где крутонаклонные линейные, до изоклиналильных форм, складки северо-восточного простирания виргируют в обе стороны от данного разлома.

Нижне-среднепалеозойские отложения Каменского блока, по сравнению с метаморфическими породами докембрия, деформированы слабее и слагают участки чередования пологих и крутых моноклиналильных залеганий, осложненных иногда надвиговыми складками с кливажем северо-восточных направлений (см. рис. 2, В, 3–4). Близкие простирания нарушений ордовикских отложений с моноклиналильными погружениями слоев и кливажа на запад и северо-запад устанавливаются и на левобережье р. Колыма (см. рис. 2, Г, 1–2).

Далее на север по р. Колыма ориентировка деформированных палеозойских пород отличается от северо-восточных направлений складчатости на р. Каменка (см. рис. 2, В и Г). На Гороховском, Верхнем Половинном и Вяткином Камнях простирания складчатых дислокаций ордовик-девонских отложений субширотные (см. рис. 2, Г, 3–6). Особенно отчетливо ориентировка этих деформаций выражена в интенсивно дислоцированных кремнисто-глинистых отложениях нижнего-среднего ордовика Гороховского Камня, которые смяты в складки, пересеченные сплошным кливажем осевой плоскости северной вергентности (см. рис. 2, Г, 3–4). Карбонатные толщи ордовика-девона Верхнего Половинного и Вяткина Камней обладают пологими складчато-надвиговыми деформациями, часто с кливажем южной вергентности (см. рис. 2, Г, 5–6).

Наконец, на северном замыкании Приколымского террейна каменноугольно-пермские отложения в наибольшей степени нарушены в районе пос. Лобуя, где образуют зону тектонических деформаций северо-западного простирания (см. рис. 2, Г, 7). Севернее на Заборцевском Камне осадочные слои пермского возраста залегают полого и погружаются по азимутам северных и западных румбов (см. рис. 2, Г, 8).

Таким образом, северо-восточная ориентировка дислокаций пород докембрия и палеозоя на севере Каменского блока (см. рис. 2, В) соответствует простираниям складчато-надвиговых структур рифей-палеозойских пород центрального Приколмыя (см. рис. 2, А и Б). Надо полагать, что тектонические структуры этих районов Приколымского террейна сформированы в процессе единого регионального сжатия, действовавшего в северо-западном направлении. Иные субширотные и северо-западные простирания приразломных зон северной окраины террейна (см. рис. 2, Г), а также раскол ее на долготную и северо-восточную ветви разломами, ограничивающими Буордахскую синклиналь (см. рис. 1), по-видимому, обусловлены воздействием мезозойских геодинамических процессов, происходивших в пределах смежного (с севера) Олойского островодужного террейна.

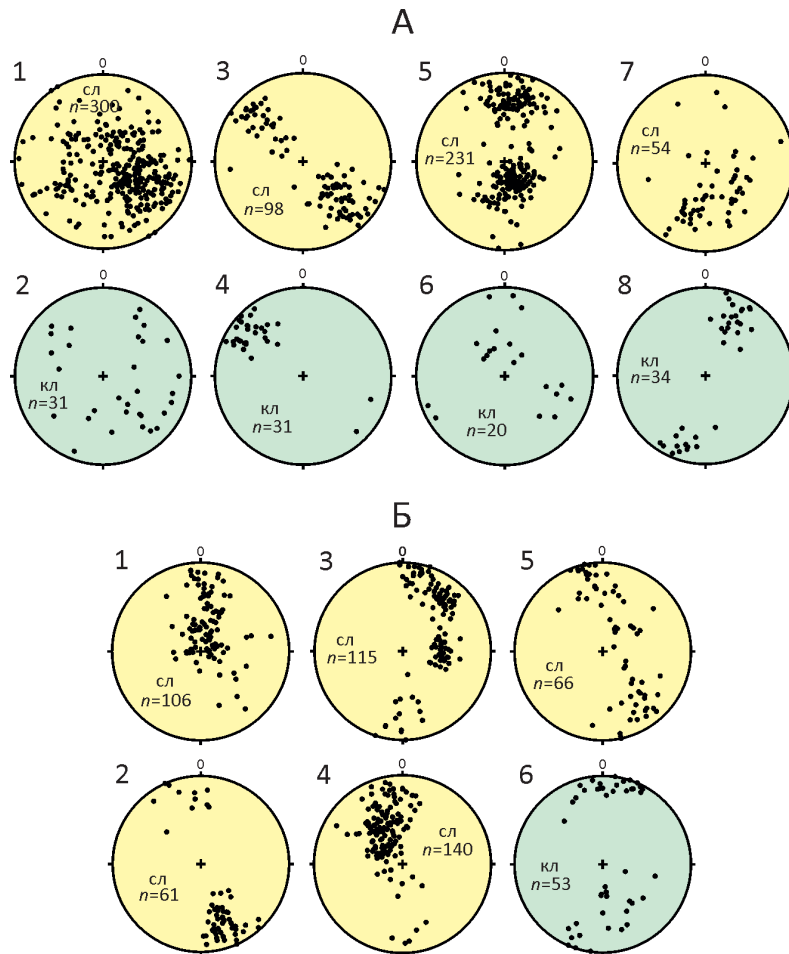


Рис. 3. Стереогаммы полюсов слоистости и кливажа Южного Приколымья (реки Поповка, Ясачная):

А – р. Поповка; Белоноченский блок: 1–2 – между реками Моховик–Белая Ночь (верхний рифей–венд), 3–4 – зоны смятия: выше устья р. Дружба (верхний рифей) и ниже устья р. Белая Ночь (венд); Нятовская синклиналь: 5–6 – между реками Лев. Дуксунда–Моховик (верхний девон–карбон); Налучинский грабен: 7–8 – ниже устья р. Лесистая (верхняя юра); Б – р. Ясачная; Белоноченский блок: 1 – между реками Барагы–Старица (ордовик–девон), 2 – район устья руч. Фран (средний–верхний девон), 3 – ниже устья руч. Неру (ордовик), 4 – ниже устья р. Тарыннах (ордовик–девон); фрагмент Нятовской синклинали: 5 – между реками Старица–Неру (карбон), 6 – кливаж по всему интервалу Б; см. услов. обозн. к рис. 2

В Южном Приколымье профили стереогамм слоистости и кливажа составлены по рекам Поповка и Ясачная. Профиль по р. Поповка пересекает основные тектонические элементы юга Приколымского террейна – Белоноченский блок и наложенные на него Нятовскую синклиналь и Налучинский грабен (см. рис. 1). Неоднородный характер строения территории отражен и в различии рисунков стереогамм (структурных планов), составленных для каждой из указанных выше тектонических элементов Южного Приколымья (см. рис. 3, А).

Наиболее древние отложения позднего рифея–венда в широком своде Белоноченского блока дислоцированы полого. На это указывают полюса слоистости и кливажа, беспорядочно рассеянные по всей площади приведенных стереогамм (см. рис. 3, А, 1 и 2). На этом обширном фоне пологих залеганий слоев на р. Поповка резко выделяются две отчетливо выраженные надвиго-

вые зоны приразломного смятия шириной 0,5–0,6 км [7], обладающие одинаковым строением, с развитием в них наклонных асимметричных и опрокинутых линейных изоклинальных складок северо-восточного простирания, пронизанных сплошным крутым кливажем осевой поверхности северо-западной вергентности (см. рис. 3, А, 3–4). Ориентировка этих надвиговых приразломных зон хорошо согласуется с северо-восточными простираниями складчато-надвиговых дислокаций рифейских отложений центрального и северного районов Приколымского террейна (см. рис. 2).

Строение Нятовской синклинали широтного направления, выполненной вулканогенно-осадочной толщей каменноугольного возраста, асимметричное, что отчетливо выражено на стереогамме массовых замеров слоистости, проведенных вкрест простирания этой структуры (см. рис. 3, А, 5).

Крутое северное и пологое южное крылья синклинали сложены осадочными отложениями нижнего–среднего карбона, а мульда – осадочно-вулканогенными рифтогенными образованиями среднего–верхнего карбона [4], которые подстилают субгоризонтально залегающие карбонатные отложения нижнего карбона с многочисленными силлами и дайками базальтов. Северное крыло синклинали осложнено мелкими складками, надвигами и кливажем субширотного и северо-восточного направлений (см. рис. 3, А, 6), указывающие на субдолготное и северо-западные ориентировки тектонического сжатия, которые деформировали породы Нятовской синклинали в позднем мезозое.

Налучинский грабен, как и Элекчанский, ограничивающий Приколымский террейн с юго-запада (см. рис. 1), входит в состав структур юго-западного фланга Уяндына-Ясачненского вулканического пояса, наложенного на юго-западную часть Колымо-Омолонского супертеррейна [4]. Дислокации позднеюрских осадочных пород грабена изучались в его юго-западном борту. Крутые залегания аргиллит-алевролитовых слоев, с отдельными сжатыми складками, с удалением от этого борта грабена становятся более пологими (см. рис. 3, А, 7). Однако характерной особенностью позднемезозойских деформаций этих отложений является пронизывающий их сплошной крутонаклонный кливаж запад-северо-западного простирания (см. рис. 3, А, 8).

Следует указать, что разнородные и разновозрастные отрицательные структуры, наложенные на Белоноченский блок – Нятовская синклиналь, Налучинский грабен и др. свидетельствуют о том, что Южное Приколымье разрушалось на блоки еще в доколлизийное время – в течение среднего–верхнего палеозоя и поздней юры [4].

По р. Ясачная профиль стереограмм слоистости и кливажа палеозойских отложений следует вдоль западного долготного крыла Белоноченского блока (см. рис. 1), который разбит разломами на множество более мелких блоков. Внутреннее строение блоков моноклинальное с крутыми или пологими погружениями слоев в основном в северных или южных румбах (см. рис. 3, Б, 1–4). Ориентировка нарушенных каменноугольных пород в блоке, где вскрывается западный фрагмент Нятовской синклинали, восток-северо-восточная (см. рис. 3, Б, 5). Структуры кливажа рассеяны по всему профилю р. Ясачная. Однако среди них преобладают субширотные простирания (см. рис. 3, Б, 6), совпадающие с общим субширотным направлением дислокаций пород палеозоя (см. рис. 3, Б), поперечных долготному направлению западного крыла Белоноченского блока.

Изложенные результаты структурно-статистического анализа тектонических деформаций разновозрастных комплексов Приколымского террейна позволили точнее обосновать особенности его тектонического строения и сделать следующие основные выводы:

1. Линейные складчатые деформации и сланцеватость неоднократно метаморфизованных образований

раннего протерозоя (комплекс основания) ориентированы в север-северо-западном направлении. Эти простирания резко отличаются от простираний тектонических деформаций всех более молодых рифей-палеозойских комплексов осадочного чехла Приколымского террейна и являются структурным доказательством тектонометаморфических процессов, происходивших в дорифейское время.

2. Пологие складчато-надвиговые и кливажные дислокации рифей-палеозойских миогеоклинальных осадочных толщ Приколымского террейна ориентированы в северо-восточных направлениях. Следовательно, региональное тектоническое сжатие, сформировавшее эти структуры в позднем мезозое, действовало с юго-востока на северо-запад, то есть косо, а не широтно-долготному положению террейна.

3. Мозаичный характер ориентировок позднемезозойских тектонических деформаций слоев и кливажа на севере и юге Приколымского террейна обусловлен перераспределением напряжений сжатия в соответствии со структурами приразломных зон, синклиналей и грабенов разных направлений. Следует также отметить, что формирование разнородных и разновозрастных отрицательных тектонических структур в северной и южной окраинах террейна началось еще в доколлизийное время.

*Исследование выполнено по плану НИР ИГАМ СО РАН (Проект № 0381-2014-0002.), при частичной поддержке грантов РФФИ (16-05-00705, 15-45-05095), Программы Президиума РАН № 32 (проект 0381-2015-0015).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беус В.А. Возраст и геолого-петрохимические особенности метаморфических ортопород Приколымского докембрийского комплекса // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Сб. науч. трудов. – Л., 1992. С. 65–85.
2. Гогель Ж. Основы тектоники. – М.: Мир, 1969.
3. Натанов Л.М., Шульгина В.С. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-56, 57). Среднеколымск. Объяснительная записка. – Л., 1991.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) // Отв. ред. Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
5. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива / Г.А.Гринберг, Г.С. Гусев, А.Г.Бахарев и др. – М.: Наука, 1981.
6. Третьяков Ф.Ф. Стадии надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 89–95.
7. Третьяков Ф.Ф. Эволюция тектонических структур Колымского массива. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1987.
8. Шиликин В.А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. – М.: Наука, 1979.

**Анализ современных тектонических режимов Лаптевоморского блока (Арктический сектор территории Якутии)**

Л.П.ИМАЕВА (Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН); 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128; Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39),

Б.М.КОЗЬМИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, 39),

В.С.ИМАЕВ, В.И.МЕЛЬНИКОВА, А.И.СЕРЕДКИНА (Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН); 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128; Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Рассмотрены особенности сейсмотектонической деструкции земной коры в слабоизученном Лаптевоморском блоке Арктического сектора территории Якутии. По степени активности и направленности геодинамических процессов на шельфе моря Лаптевых и в прилегающих континентальных районах выделены два региональных сегмента (Восточно-Лаптевский и Лено-Таймырский), развивающиеся в схожих тектонических условиях. Проанализированы их структурно-тектоническое положение, глубинное строение, системы активных разломов, а также поля тектонических напряжений, установленные по данным фокальных механизмов сильных землетрясений и типов разрывных деформаций. На основе параметров механизмов сильных землетрясений рассчитаны средние тензоры сейсмотектонических деформаций. Это позволило наряду со структурно-тектоническими и геолого-геофизическими сведениями выявить в пределах Лаптевоморского блока области основных и переходных режимов напряженно-деформированного состояния земной коры.

**Ключевые слова:** Арктический сектор, Лаптевоморский и Лено-Таймырский региональные сегменты, активные разломы, парагенезисы активных структур, фокальный механизм землетрясения, средний тензор сейсмотектонических деформаций, режимы напряженно-деформированного состояния земной коры.

Имаева Людмила Петровна  
Козьмин Борис Михайлович  
Имаев Валерий Сулейманович  
Мельникова Валентина Ивановна  
Середкина Алена Игоревна



imaeva@crust.irk.ru  
b.m.kozmin@diamond.ysn.ru  
imaev@crust.irk.ru  
vimel@crust.irk.ru  
ale@crust.irk.ru

**Analysis of modern tectonic regimes of the Laptev Sea block (Arctic sector of Yakutia)**

L.P.IMAEVA., B.M.KOZ'MIN, V.S.IMAEV, V.I.MEL'NIKOVA, A.I.SEREDKINA

Features of seismotectonic destruction of the Earth's crust in poorly studied Laptev Sea block of the Arctic area of Yakutia are discussed. Based on the activity level and direction of geodynamic processes proceeding on the Laptev Sea shelf and the adjacent continental areas, two regional segments (the Eastern Laptev Sea and the Lena-Taimyr) are identified, which are developing in similar tectonic conditions. Analysis was made of their structural-tectonic setting, deep structure, active fault systems as well as tectonic stress fields determined from the focal mechanism solutions for strong earthquakes and from the types of rupture deformations. Based on the parameters of strong earthquakes mechanisms, average tensors of seismotectonic deformations are calculated. Along with the available structural-tectonic and geological-geophysical data, this made it possible to establish the areas of main and transitional regimes of the stress and deformed state of the Earth's crust in Laptev Sea block.

**Key words:** Arctic sector, the Eastern Laptev Sea and the Lena-Taimyr regional segments, active faults, parageneses of active structures, earthquake focal mechanism, average tensor of seismotectonic deformations, regimes of the stress and deformed state of the Earth's crust.



Арктический сектор Якутии территориально включает юго-восточное окончание срединно-арктического хр. Гаккеля, континентальный склон, шельфы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, а также сопряженные структуры побережья. Здесь океанический бассейн контактирует с шельфами Восточно-Арктических морей, где выделяются Лаптевоморский (I), Восточно-Арктический (II) и Новосибирский (III) блоки, представляющие краевую систему структур между континентом и океаном [2] (рис. 1). Рассматриваемый район – один из ключевых для познания эволюции зоны взаимодействия Евразийской и Североамериканской плит [8, 17]. Здесь сопрягаются активизированные структуры Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона, а также Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых систем [2, 10]. Спрединговый хр. Гаккеля и разделяемые им океанические котловины Нансена и Амундсена при подходе к континентальному склону образуют торцовое сочленение с краем континента (см. рис. 1). Значительную часть территории Арктического сектора занимает Лаптевоморский блок [8, 17], где в сейсмотектоническом плане выделяются следующие наиболее активные участки: юго-восточный фланг хр. Гаккеля, Восточно-Лаптевский и Лено-Таймырский сегменты, а также развиты характерные парагенезисы тектонических структур с определенным типом напряженного состояния земной коры.

Комплексные исследования, результаты которых приведены в статье, направлены на выявление характерных закономерностей процессов сейсмотектонической деструкции земной коры и динамики формирования очаговых зон сильных землетрясений Лаптевоморского блока в пределах двух его сегментов: Восточно-Лаптевском и Лено-Таймырском. Необходимость анализа новейшей позднекайнозойской (позднеплиоцен-четвертичной) структуры изучаемой территории определялась тем, что новейшая тектоника представляет собой тот структурный каркас, где взаимосвязаны активные разломы и другие проявления современной тектонической деятельности, обусловившие высокий уровень сейсмической опасности в данном регионе.

**Восточно-Лаптевский сегмент.** Сегмент занимает восточную часть шельфа моря Лаптевых от Усть-Ленского грабена до Новосибирских островов. По данным сейсмопрофилирования установлено, что в его пределах развита система узких грабенов и прогибов северо-западного простирания (Усть-Ленский, Усть-Янский, Чондонский, Бельковско-Святоносский и др.) (см. рис. 1), имеющих длину до 250 км при ширине 40–60 км и совокупность подводных поднятий между ними [1, 5 – 7, 10, 13]. Наиболее яркий элемент рифтовой системы – меридиональный Усть-Ленский грабен, которому в рельефе дна соответствует одноименная депрессия. Он протягивается на 400–420 км к северу от южной оконечности залива Буор-Хая. Ширина грабена

в северной части достигает 150–170 км, постепенно сужаясь к югу до 40 км в средней части залива. Структура грабена на всем протяжении ограничена серией северо-западных, а также субширотных сбросо-сдвигов с амплитудой вертикального смещения до 0,3–1,0 км. Суммарная амплитуда погружения фундамента в осевой части грабена может достигать 10 км мощности его осадочного заполнения [10]. Восточно-Лаптевский сегмент характеризуется особым рисунком распределения геофизических полей в пространстве. Так, его поле силы тяжести на шельфе представлено системой линейных градиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, вытянутых от континентального склона к побережью. Среди них выделяются ряд узких линейных минимумов, разделённых максимумами. При этом в плане минимумы пространственно тяготеют к выделенным рифтовым впадинам. В частности, Бельковско-Святоносскому грабену в поле силы тяжести соответствует отрицательная линейная аномалия до 20 мГл, по своей конфигурации в точности повторяющая его очертания и соседнего с ним Ляховского рифта [12]. Напротив, магнитное поле в восточной части шельфа моря Лаптевых практически однородно в отличие от резкой полосовой картины магнитных аномалий, характерной для линейной структуры срединно-арктического хр. Гаккеля, поэтому рифтовые впадины здесь не находят своего отражения [12].

Разрывные нарушения в пределах Восточно-Лаптевского сегмента, несомненно, связаны с формированием окраинно-континентальной рифтовой системы, возникшей и развивавшейся в кайнозое на продолжении хр. Гаккеля. Они контролируют границы грабенов и детальную структуру их внутренних частей. Здесь выделяется два основных типа разломов: субдолготные и северо-западные сбросы и субортогональные им сдвиги и сбросо-сдвиги северо-восточного и близширотного простираний [8, 17].

С северо-запада континентальный склон моря Лаптевых пересекает линейная полоса эпицентров землетрясений шириной до 80 км, пространственно тяготеющая к структурам срединно-океанического хр. Гаккеля. На шельфе она становится диффузной, расширяясь до 600 км и охватывая пространство между полуостровом Таймыр, дельтой р. Лена и Новосибирскими островами (см. рис. 1). Местные сейсмические события приурочены в основном к системе сбросов, ограничивающих рифтогенные грабены на востоке шельфа моря Лаптевых, и сопряженные структуры побережья. С начала XX в. здесь отмечено свыше 500 очагов землетрясений магнитудой 4,5–7,0 на глубинах 4–36 км в пределах земной коры [1, 8].

На фоне диффузной сейсмичности шельфа выделяется главная субдолготная (северо-западная) зона с повышенной плотностью эпицентров землетрясений, к которой тяготеют все крупные сейсмические события магнитудой 5,0–6,4. Она фиксируется к юго-востоку от хр. Гаккеля в направлении Янского залива моря

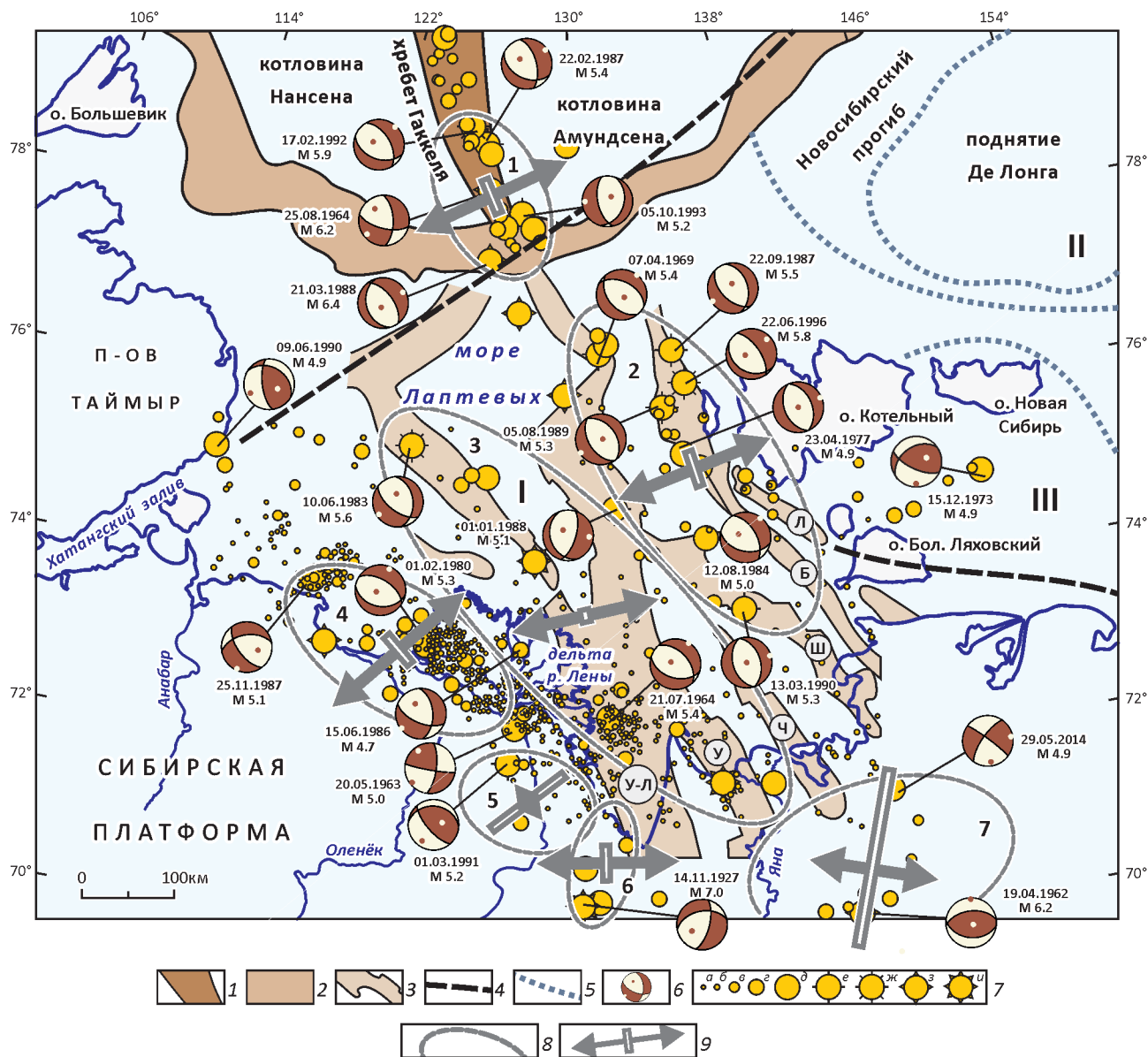


Рис. 1. Схема сейсмотектоники Лаптевоморского сегмента. По работе [17] с изменениями и дополнениями:

1 – спрединговый хребт Гаккеля; 2 – континентальный склон; 3 – грабены дна моря Лаптевых (буквы в кружках): Б – Бельковско-Святоносский, Л – Ляховский, Ш – Широносский, Ч – Чондонский, У – Усть-Янский, У-Л – Усть-Ленский; 4 – предполагаемые трассы активных разломов; 5 – границы крупных прогибов и поднятий; 6 – фокальные механизмы сильных землетрясений в проекции нижней полусферы с датой (число, месяц, год) и магнитудой, положение осей напряжений сжатия и растяжения обозначены черными и белыми точками соответственно; 7 – эпицентры землетрясений магнитудой (М): а –  $\geq 3,0$ , б – 3,5, в – 4,0, г – 4,5, д – 5,0, е – 5,5, ж – 6,0, з – 6,5, и – 7,0 соответственно (данные ГС СО РАН и ГС РАН); 8 – группа расчета СТД (см. таблицу); 9 – горизонтальная проекция главных осей деформаций: удлинения (расходящиеся стрелки) и укорочения (белая линия); краевые блоки: I – Лаптевоморский, II – Восточно-Арктический, III – Новосибирский

Лаптевых, обозначая границу между Евразийской и Североамериканской плитами. Очаги землетрясений этой зоны сосредоточены, главным образом, внутри рифтовых впадин или тяготеют к их бортам. Реже они фиксируются в пределах подводных поднятий, разделяющих названные впадины.

Для изучения напряженно-деформированного состояния земной коры производилась реконструкция полей тектонических напряжений на основе параметров фокальных механизмов арктических землетрясений  $M \geq 4,8$  (см. рис. 1). При этом привлекались как собственные решения [19], так и данные о тензоре

сейсмического момента и центроиде событий из каталога Global CMT и механизмы очагов землетрясений из «Бюллетеня международного сейсмологического центра (ISC)» [22, 23]. В итоге были проанализированы фокальные механизмы 19 сильных землетрясений магнитудой 4,9–6,4, произошедших на юго-востоке хр. Гаккеля и в Восточно-Лаптевском сегменте. В указанных районах наблюдается устойчивое поле тектонических напряжений растяжения, ориентированное субширотно, вкрест простирания основных структурных элементов, а подвижки в очагах землетрясений соответствуют сбросам. Эти сведения указывают на то, что режим растяжения, связанный с динамикой раскрытия срединно-арктического хр. Гаккеля, распространяется далеко за пределы его юго-восточного окончания вплоть до прибрежных районов континента [8, 21].

**Лено-Анабарский сегмент.** К территории названного сегмента отнесена западная часть шельфа моря Лаптевых от Усть-Ленского грабена до полуострова Таймыр. Она представлена протяжёнными мезо-кайнозойскими толщами Лено-Анабарского краевого прогиба, который структурно разграничивает Лаптевоморскую рифтовую систему Арктического сектора и Сибирскую платформу. В качестве основных тектонических элементов здесь выделяются Анабаро-Хатангская седловина, Оленёкский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса, Лено-Анабарский прогиб, Оленёкское поднятие (рис. 2). Северо-восточнее располагаются структуры, входящие в систему Усть-Ленского прогиба и Хараулахского сегмента [8, 17].

Наиболее активна здесь фронтальная зона Оленёкского сектора, протягивающаяся вдоль побережья моря Лаптевых на 500 км в широтном направлении от устья р. Лена до Хатангского залива. Она представлена серией кулисно расположенных складок запад-северо-западного простирания. Считается, что складки и надвиги формировались в мезозое под влиянием субширотных левосдвиговых перемещений вдоль северной окраины Сибирской платформы. Здесь в устье р. Оленёк закартирован Тумульский надвиг, по которому триасовые и верхнепермские толщи взброшены на юрские отложения южного крыла Северной синклинали, а также и Дюлюнгский взброс (устьевая часть р. Лена), где верхнепермские породы взброшены на нижнетриасовые [8, 17]. Несмотря на древний возраст заложения перечисленных разрывных нарушений, в современную эпоху они активны, о чём свидетельствуют приуроченные к зонам их динамического влияния очаги местных землетрясений. Вероятно, что к северу структуры сектора имеют продолжение на мелководном шельфе моря Лаптевых, где его ограничением может служить полоса высокоградиентных положительных гравитационных аномалий.

Гравитационное поле Лено-Анабарского сегмента представляет собой систему небольших чередующихся

линейных положительных и отрицательных аномалий разной интенсивности, ориентированных субширотно вдоль береговой линии Оленёкского залива моря Лаптевых [3, 12]. Так, в районе дельты р. Лена и прилегающих участков суши наиболее ярко выражены Быковский, Оленёкский и Чекановский максимумы, а также минимумы – Усть-Ленский и дельты р. Лена.

Наиболее интересно Быковское поле гравитационных аномалий с интенсивным максимумом северо-западного простирания, соответствующее крупному выступу древних высокоплотных пород фундамента [3, 8]. Оно вытянуто узкой полосой вдоль Быковской протоки и существенно расширяется в дельте р. Лена, где обособляется в отдельный блок. Другая крупная положительная Оленёкская аномалия смещена на 100 км к западу от Быковской, охватывая дельту р. Оленёк и прилегающий участок шельфа моря Лаптевых до устья Оленёкской протоки. К западу она продолжается Анабарской зоной пониженной интенсивности гравитационного поля в виде ряда малых по контурам аномалий северо-западной ориентировки, близкой к простиранию Оленёкской зоны складок [3]. В районе Анабарского залива наблюдается отчетливая виргация гравитационных аномалий. Одна ветвь, сохраняя широтное направление, пересекает устье р. Анабар и затухает. Другая меняет простирание на субмеридиональное и, огибая о. Большой Бегичев, протягивается к полуострову Таймыр.

При этом восточная часть названного острова охвачена дислокациями, указывающими на то, что данная ветвь аномалий совпадает с полосой позднемезозойской складчатости. Всё это свидетельствует о том, что Оленёкский сектор Лено-Анабарского сегмента распространен к северу в западной части шельфа моря Лаптевых, где он участвует в строении позднемеловой-кайнозойской рифтовой системы. Можно полагать, что данная структура в наземном выражении определяет фронт крупной позднемезозойской Верхояно-Колымской покровно-складчатой зоны, которая в окрестностях дельты р. Лена меняет субдолготное простирание на субширотное. Далее на запад зона прослеживается под мощным чехлом Южно-Лаптевского рифтового прогиба до её сочленения с Южно-Таймырской складчатой системой.

К Лено-Анабарскому сегменту тяготеет Лено-Таймырская зона землетрясений, которая прослеживается в субширотном направлении от дельты р. Лена через Оленёкский и Анабарский заливы моря Лаптевых к острову Большой Бегичев и далее к полуострову Таймыр (см. рисунки 1 и 2). За период инструментальных наблюдений в Лено-Таймырской зоне было отмечено около 400 местных землетрясений  $M \leq 2,5-5,3$ . Эпицентры фиксируются на прибрежных участках суши и в море до 120 км к северу от береговой линии Оленёкского и Анабарского заливов. Сейсмические события происходят здесь в пределах земной коры на глубине 10–30 км [14].

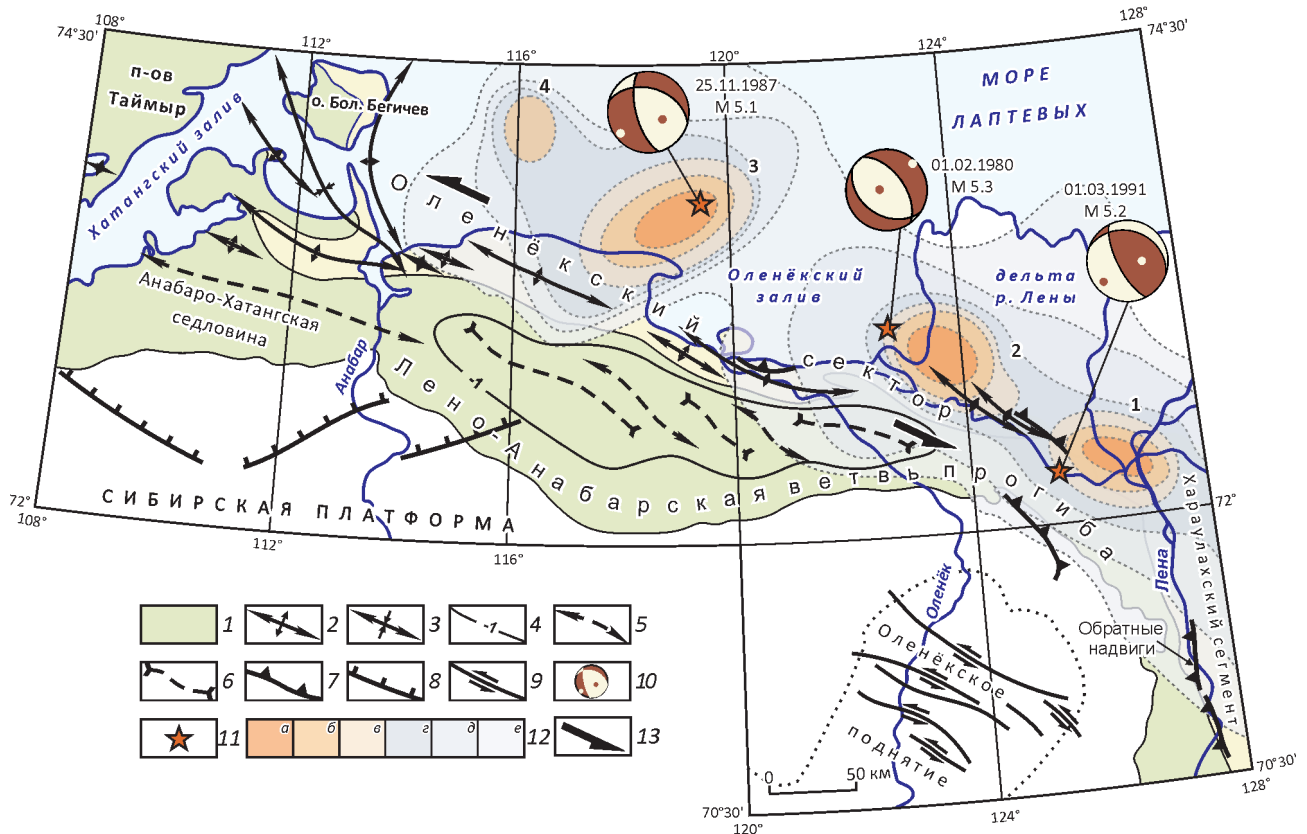


Рис. 2. Схема сеймотектоники Оленёкского сектора Лено-Анабарского сегмента. По работе [17] с изменениями и дополнениями:

1 – континентальные нижнемеловые отложения; оси: 2 – антиклиналей и 3 – синклиналей; 4 – изогипсы подошвы нижнего мела; оси конседиментационных: 5 – валов и 6 – впадин; 7 – надвиги; 8 – сбросы; 9 – сдвиги; 10 – фокальные механизмы сильных землетрясений в проекции нижней полусферы с датой (число, месяц, год) и магнитудой, положение осей напряжений сжатия и растяжения обозначены черными и белыми точками соответственно; 11 – местоположение эпицентра землетрясения; 12 – плотность эпицентров землетрясений (число событий на  $1^\circ \times 1^\circ$ ): а – 26–30, б – 21–25, в – 16–20, г – 11–15, д – 6–10, е – 1–5; 13 – относительное перемещение блоков земной коры; расчёт плотности выполнен по данным каталогов землетрясений ГС СО РАН и ГС РАН; 1–4 – максимумы плотности эпицентров: 1 – Быковский, 2 – Оленёкский, 3 – Терпай-Тумсинский, 4 – Анабарский

Внутри этой зоны выделяются несколько максимумов плотности эпицентров землетрясений (число событий на единицу площади) (см. рис. 2). Самые значительные из них – Быковский (1) в дельте р. Лена, Оленёкский (2) в устье Оленёкской протоки, Терпай-Тумсинский (3) вблизи п-ова Терпай-Тумса и Анабарский (4) напротив устья р. Анабар с плотностью, достигающей 26–30 подземных толчков на площадку на  $1^\circ \times 1^\circ$  (см. рис. 2). Все сейсмические максимумы приурочены к коровой неоднородности, хорошо диагностируемой в геофизических полях, и совпадают по простиранию с контурами аномалий поля силы тяжести различных значений [3].

В настоящее время для западной части шельфа моря Лаптевых и прилегающих районов имеются решения для 6 фокальных механизмов землетрясений. В пределах Лено-Таймырской зоны действует режим растя-

жения земной коры с небольшой сдвиговой компонентой. Большинство местных землетрясений происходит в основном в результате сбросовых подвижек в очаге (см. рис. 2), как и в Восточно-Лаптевском сегменте (см. рис. 1), но есть и различия. Так, в фокусе Восточно-Лаптевских землетрясений уверенно фиксируются субширотные напряжения растяжения, действующие ортогонально к местным структурным элементам, в то время как для Лено-Таймырских сейсмических событий направление вектора растяжения в очаге изменяется с субширотного на северо-восток–юго-западное.

Наибольший интерес представляет фокальный механизм землетрясения 1990 г., отмеченного на восточном окончании п-ова Таймыр, решение которого существенно отличается от механизмов всех сейсмических событий, зарегистрированных вдоль побережья Оленёкского залива и в дельте р. Лена (см. рисунки 1 и 2).



Он был рассчитан по наблюдениям 26 региональных сейсмических станций России, скандинавских, европейских и китайских сейсмостанций. Особенно надежно были определены знаки первых вступлений продольной волны сжатия на сейсмограммах близких временных сейсмических станций, действовавших в 1987–1990 гг. в этом районе. Кроме того, для определения очаговых параметров Таймырского землетрясения были использованы его записи на широкополосных каналах LHZ и LHT цифровых сейсмических станций сетей Global Seismograph Network, China Digital Seismograph Network, Seismic Research Observatory [22]. Для анализа привлекались только сейсмограммы с высоким отношением сигнал/шум и нормальной поляризацией. Всего были отобраны записи четырех сейсмостанций, расположенных в разных азимутах от эпицентра рассматриваемого события в интервале эпицентральных расстояний 3800–5000 км. Стереодиаграмма Таймырского землетрясения показывает, что в его очаге реализовались пологая и субвертикальная плоскости разрывов северо-западного и субмеридионального простираний с подвижкой типа надвига и взброса соответственно, при этом гипоцентр толчка располагался на глубине 15 км (см. рис. 1).

Таким образом, распределение поля тектонических напряжений по данным фокальных механизмов землетрясений в Лено-Таймырской зоне свидетельствует о том, что оно неоднородно. Сейсмический процесс развивается здесь как в условиях растяжения (дельта р. Лена и побережье Оленёкского и Анабарского заливов), так и обстановки сжатия (п-ов Таймыр). Такое разнообразие решений фокальных механизмов объясняет различный кинематический спектр разрывных нарушений (сбросы, взбросы, сдвиги и их модификации), который картируется в данном регионе. Следует отметить, что выявление тектонического режима сжатия на Таймыре по сейсмологическим данным согласуется с материалами геолого-структурных изысканий, полученных при геологической съемке [4]. Этот результат подтверждают и скорости видимого поднятия побережья моря Лаптевых, установленные по длительным рядам наблюдений за уровнем Мирового океана. За примерно 10-летний период измерений средние скорости современного тектонического поднятия для п-ова Таймыр составили  $+(1-2)$  мм/год [15].

**Кайнозойская геодинамика и сейсмотектонические деформации.** Напряжения и деформации, возникающие в недрах литосферы, частично отражаются в проявлениях сейсмичности, параметры которой могут указывать на интенсивность и направленность современных геотектонических процессов. Часть информации о напряженном состоянии земных недр может быть получена из данных о механизмах очагов землетрясений [9, 20]. В последние годы успешно используются методы расчета параметров сейсмотектонических деформаций (СТД), основанные на статистическом

анализе характеристик разломов, возникших при подвижках в очагах землетрясений [9, 11, 18]. В отличие от инверсионных схем оценок тензора напряжений (стресс тензора), распространенных за рубежом [20], изучение пространственных закономерностей кинематики деформирования сейсмоактивной области путем расчета параметров СТД является тектонофизически более обоснованным, так как учитывает энергетический вклад в деформацию каждого сейсмического события. Существующая база данных о механизмах очагов коровых землетрясений Лаптевоморского блока Арктического сектора территории Якутии позволяет использовать методику расчета СТД для получения представлений о современном характере сейсмотектонического деформирования земной коры данного региона и выявления причинно-следственных связей между тектонической структурой и интенсивностью современных сейсмических процессов.

Реконструкция СТД в сейсмоактивном объеме земной коры, в котором произошли подвижки в результате землетрясений, осуществлялась по методу С.Л.Юнги [18]. Расчет искоемых параметров выполнялся в различных макроточках выбранной области, затем результирующее поле сглаживалось и подвергалось дальнейшему анализу. Параметры СТД оценивались средним тензором деформаций, который вычислялся как произведение тензора среднего механизма на сумму сейсмических моментов землетрясений, нормированную по объему и модулю сдвига. Неслучайность результатов расчета параметров СТД для выделенных районов оценивалась путем сравнения значений коэффициента интенсивности  $\chi$  ( $0 \leq \chi \leq 1$ ), отражающего степень соответствия результирующего тензора и тензора индивидуального механизма, с его критическими значениями при уровне накопленной вероятности 95% [18].

Для расчета и анализа параметров СТД послужили решения механизмов очагов 41 арктического землетрясения ( $M \geq 3,5$ ) за период 1927–2014 гг., заимствованные из каталогов международных сейсмологических центров [22, 23] и литературных источников [21]. Большая часть решений была получена путем расчета тензора сейсмического момента, остальные по знакам первых вступлений объемных сейсмических волн. Выбор сейсмоактивного объема земной коры определялся площадным распределением эпицентров землетрясений со средней глубиной очага в 20 км. Таким образом, из общего числа сейсмических событий было выделено 7 групп пространственно близких землетрясений. Согласно методике [16, 18] осреднение исходных данных осуществлялось по методу «узловых точек». Результаты расчета параметров СТД для выделенных сейсмоактивных областей приведены в таблице и на рис. 1.

Расчет параметров СТД по сейсмологическим данным позволил определить направления главных осей деформаций и характер напряженного состояния выделенных сейсмоактивных объемов земной коры для

## Параметры расчета и режимы сейсмотектонических деформаций (СТД) Арктического сектора территории Якутии

| Номер группы | Координаты узловых точек |                   | Географическая привязка области расчета СТД                | N  | $\chi$ | Режим СТД                            | Тектонический режим        |
|--------------|--------------------------|-------------------|------------------------------------------------------------|----|--------|--------------------------------------|----------------------------|
|              | Северная широта          | Восточная долгота |                                                            |    |        |                                      |                            |
| 1            | 78,47                    | 126,0             | Юго-восточный фланг хребта Гаккеля – континентальный склон | 10 | 0,73   | Растяжение                           | Рифтогенез                 |
| 2            | 75,01                    | 135,0             | Бельковско-Святоносский грабен                             | 10 | 0,86   |                                      |                            |
| 3            | 73,5                     | 130,0             | Усть-Янский грабен                                         | 4  | 0,83   |                                      |                            |
| 4            | 72,9                     | 122,8             | Оленёкский сектор Лено-Анабарского сегмента                | 3  | 0,79   |                                      | Транстенсия                |
| 5            | 71,4                     | 127,2             | Северо-западный фланг Верхоянской складчатой системы       | 5  | 0,51   | От вертикального режима к сжатию     | Транспрессия               |
| 6            | 70,5                     | 130,0             | Хараулахская сбросо-сдвиговая зона                         | 4  | 0,74   | От вертикального режима к растяжению | Транстенсия                |
| 7            | 70,0                     | 139,2             | Складчатая система хребта Полоусный                        | 5  | 0,82   | От сдвига к сжатию                   | Коллизионная зона (сжатие) |

*Примечание.* N – число фокальных механизмов, используемых при расчете;  $\chi$  – коэффициент интенсивности среднего механизма, отражающий степень соответствия результирующего тензора и тензора индивидуального механизма (пределы изменения:  $0 \leq \chi \leq 1$ ), по методике из работы [18].

Арктического сектора территории Якутии и соседних структур сейсмотектонической зоны Черского (см. рис. 1 и таблицу). Установлено, что в зависимости от геодинамической обстановки в региональных сегментах на рассматриваемой территории существуют различные деформационные режимы. Так, на юго-восточном фланге хребта Гаккеля, в центральной части Восточно-Лаптевского сегмента и на его восточной границе (Ляховский грабен), а также в Лено-Анабарском сегменте доминирует тектонический режим растяжения. В данных структурах главные оси напряжений растяжения действуют вкрест простирания основных тектонических элементов при пологих углах погружения в северо-восток–юго-западном направлении (см. таблицу, группы 1–4).

Переходные деформационные режимы (см. таблицу, группы 5–6) наблюдаются в пределах северо-западного фланга Верхоянской складчатой системы (от вертикального режима к сжатию) и Хараулахской структурной зоне (от вертикального режима к растяжению). В группе 5 существенен вклад в общую деформационную обстановку сжимающих усилий при ориентации близгоризонтальной оси сжатия на северо-восток–юго-запад и развитием взбросо-сдвигов. В то же время в группе 6, напротив, господствуют горизонтальные растягивающие усилия, действующие в широтном направлении, с преобладанием здесь сбросо-сдвигов. Окончательная смена режима растяжения земной коры на сжатие происходит южнее Хараулахской зоны, в пределах северо-западного фланга сейсмотектонической зоны Черского (хр. Полоусный, группа 7). Следует отметить высокую степень соответствия результирующего тензора, найденного путем расчета параметров СТД, в соотношении с тензорами индивидуальных фокаль-

ных механизмов ( $\chi$  0,51–0,86), что свидетельствует о надёжности выполненных расчётов (см. таблицу).

В итоге, применение разных методов сейсмотектонического анализа дало возможность обосновать в исследуемом регионе выделение 7 динамических районов с определённым тектоническим режимом и соответствующим кинематическим типом напряженно-деформированного состояния земной коры. Практически весь Лаптевоморский блок и часть прибрежных участков вплоть до 72°с.ш. находятся в области активного рифтогенеза. Южнее на участке взаимодействия Евразийской и Североамериканской плит между 70-й и 72-й параллелями доминирует переходный деформационный режим со смешанным полем тектонических напряжений, где в зоне влияния межплитной границы отмечаются одновременно элементы разрывной тектоники типа как транспрессии, так и транстенсии. И наконец, ещё юго-восточнее на северо-западном фланге системы хр. Черского наблюдается инверсия тектонического режима, где растяжение земной коры сменяется сжатием, вызвавшим коллизию упомянутых литосферных плит (см. таблицу).

Таким образом, анализ динамики сейсмического процесса и развития очаговых зон сильных землетрясений на основе СТД позволил провести структурно-динамическое районирование Арктического сектора территории Якутии и сопряженных структур зоны хр. Черского. Впервые с помощью инструментальных методов было выделено 7 динамических районов и соответствующий им кинематический тип напряженно-деформированного состояния земной коры. Установлены основные и переходные деформационные режимы СТД и соответствующие им тектонические аналоги (см. таблицу).

Особое значение имеет обоснование границ транзитной территории со смешанным полем тектонических напряжений (Северное Верхоянье и Яно-Индиго-ская низменность), где начинается смена обстановки растяжения на сжатие, и затухает процесс рифтогенеза. Именно сюда тяготеет ряд крупных сейсмических катастроф прошлого столетия, в том числе известные Булунские землетрясения 1927–1928 гг. с интенсивностью в эпицентре до 7–10 баллов. Это дает основание использовать полученные результаты данной работы при уточнении и детализации карты сейсмического районирования Российской Федерации следующего поколения.

*Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект 0381-2014-0002. По проекту РНФ № 15-17-20000 профинансированы работы по расчету СТД.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. – С-Пб: ВНИИОкеанология, 1996.
2. Андиева Т.А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. № 3. С. 1–28.
3. Геология, сейсмичность и мерзлотные процессы Арктических районов Западной Якутии // М.Н.Григорьев, В.С. Имаев, Л.П.Имаева и др. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996.
4. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:1 500 000. Объяснительная записка. – Красноярск: ПГО «Красноярскгеология», 1986.
5. Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля–Момского хребта // Докл. АН СССР, 1990. Т. 311. № 3. С. 689–694.
6. Драчев С.С. Тектоника рифтовой континентальной окраины моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
7. Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И. Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. XXIX. Вып. 5. С. 789–795.
8. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС, 2000.
9. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975.
10. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (М-б 1:2,5 млн.) / Н.А.Богданов, В.Е.Хаин, О.М.Розен и др. – М.: Ин-т литосферы и внутренних морей РАН, 1998.
11. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. – М.: Наука, 2007.
12. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология // Под ред. Д.А.Додина, В.С.Суркова. – С-Пб: ВНИИОкеанология, 2002.
13. Секретов С.Б. Геологическое строение Лаптевоморского шельфа по материалам сейсмических исследований МОВ ОГТ // Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. – С-Пб: ВНИИОкеанология, 1993.
14. Современная сейсмическая активность территории Якутии / С.В.Шибяев, А.Ф.Петров, Б.М.Козьмин, К.В.Тимиршин // Мат-лы 15-ой Всерос. конф. с междунар. участием «Геологические опасности». – Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2009. С. 657–661.
15. Стовас М.В. Молодое тектоническое поднятие побережья морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161. № 1. С. 193–194.
16. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л. Геоинформатика в статистическом подходе к расчетам сейсмотектонических деформаций // Геоинформатика. 2009. № 1. С. 33–43.
17. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Наука, 2001.
18. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. – М.: Наука, 1990.
19. Fujita K., Koz'min B.M. Seismicity of the Amerasian Arctic shelf and its relationship to tectonic features // 1992 Proc. Int. Conf. on Arctic Margins / Eds. Thurston D.K., Fujita K. – Anchorage: 1994. Pp. 307–312.
20. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map data base release / O.Heidbach, M.Tingay, A.Barth et al. // Tectonophysics. 2008. 482 (1–4). 2010. 3–15.
21. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia / K.Fujita, B.M.Kozmin, K.G.Mackey et al. // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. Pp. 117–145.
22. www.isc.ac.uk
23. www.seismology.harvard.edu

**Список статей, опубликованных в журнале  
«Отечественная геология» в 2016 г.**

*Киселев Е.А.* Поздравление с Днем геолога. № 2. С. 3.

**ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРО-  
ПОЛЬЗОВАНИЕ**

*Аксенов С.А.* Производственная деятельность недропользователей на твердые полезные ископаемые за период 2014–2016 гг. и основные проблемы в сфере недропользования. № 5. С. 3.  
*Алексеев В.М., Фаррахов Е.Г., Вольфсон И.Ф.* Доходы работников предприятий геологической отрасли. № 2. С. 4.  
*Алексеев В.М., Фаррахов Е.Г., Вольфсон И.Ф.* Образовательный уровень кадров предприятий геологической отрасли. № 5. С. 63.  
*Алексеев Я.В.* Оценка сбалансированности развития минерально-сырьевой базы на примере стран БРИКС и мира. № 3. С. 3.  
*Иванов А.И., Вартамян С.С., Черных А.И., Волчков А.Г., Голубев Ю.К., Звездов В.С., Кузнецов В.В., Васюков В.Е., Голубев С.Ю., Конкин В.Д., Котельников Е.Е., Мансуров Р.Х., Прусакова Н.А., Столяренко В.В., Арсентьева И.В., Серавина Т.В., Корчагина Д.А., Барышев А.Н., Донец А.И., Ручкин Г.В., Чековадзе В.Б.* Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов, золота, меди, свинца, цинка Российской Федерации (по результатам работ ФГУП ЦНИГРИ за 2012–2015 гг.). № 5. С. 11.

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ**

*Беляев Е.В., Антонов В.А., Арютина В.П., Закирова Ф.А., Полянин В.С., Тохтасьев В.С., Щербакова Т.А., Ярочкин Г.И.* Минерагения магматических формаций Северного Кавказа. № 1. С. 3.  
*Глушкова Е.Г., Никифорова З.С.* Россыпная золотоносность и типы коренных источников юго-востока Сибирской платформы. № 6. С. 16.  
*Граханов С.А.* Формирование алмазоносной россыпи р. Большая Куонамка (север Сибирской платформы). 6. С. 3.  
*Костин А.В.* Минеральные типы Fe-оксидных-Cu-Au руд проявлений Джалкан, Росомаха и Хурат (Сетте-Дабан, Восточная Якутия). № 6. С. 11.

**ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ  
РЕСУРСЫ**

*Подгаецкий А.В., Воробьева И.М., Петренко Д.Б., Самойлова Е.К.* Металлоносность и технологические свойства энергетических углей Павловского месторождения (Приморье). № 3. С. 13.  
*Садыкова Я.В.* Палеогидрогеохимические реконструкции нефтегазоносных отложений полуострова Гыдан. № 1. С. 16.

**РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

*Абрамов Б.Н.* Распределение редких и редкоземельных элементов в рудах свинцово-цинковых месторождений Юго-Восточного Забайкалья. № 1. С. 25.  
*Агibalов О.А., Н.М.Иванов, Риндзюнская Н.М., Черемисина Е.А., Филиппов В.П., Яблокова С.В., Шатилова Л.В.* Золотоносные коры выветривания Краснотурьинской металлогени-

ческой зоны Урала и перспективы их освоения. № 2. С. 32.  
*Ахманов Г.Г., Егорова И.П., Булаткина Т.А.* Баритовые месторождения выветривания – перспективный источник высококачественного сырья. № 2. С. 23.  
*Барнов Н.Г., Мельников Е.П., Викторов М.А.* Минералогия месторождений благородных корундов мира. № 1. С. 39.  
*Константиновский А.А., Липчанская Л.Н., Чурилова Т.А.* Особенности строения Южного Верхоянья и перспективы золотоносности среднерифейских черносланцевых толщ. № 3. С. 21.  
*Мельников А.В., Степанов В.А.* Золотоносность Моготского рудно-россыпного узла Приамурской провинции. № 1. С. 31.  
*Мигачев И.Ф., Звездов В.С., Минина О.В.* Научно-методические основы прогноза и поисков медно-порфировых месторождений и перспективы их обнаружения на территории России. № 2. С. 12.  
*Пересторонин А.Е.* Типовые золото кварцевые малосульфидные месторождения Джагды-Селемджинской металлогенической зоны Приамурья. № 4. С. 16.  
*Раткин В.В., Симаненко Л.Ф., Елисеева О.А.* Типизация месторождений и ресурсный потенциал свинцово-цинковых и боросиликатных руд Дальнегогорского рудного района (Сихотэ-Алинь). № 2. С. 3.  
*Степанец В.Г., Савельева Н.А., Макат Д.К.* Геология и минералогия медно-порфирового месторождения Нурказган (Центральный Казахстан). № 3. С. 35.  
*Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М., Стукин А.Д.* Роль жизни в образовании одной из форм концентрации полезных ископаемых на планете Земля. № 1. С. 46.

**СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И  
ТЕКТНИКА**

*Баранов В.В.* Эмские брахиоподы (нижний девон) Северо-Востока России и их биогеографическое значение. № 6. С. 68.  
*Боевсков Г.Г., Белолобский И.Н., Сергеенко А.И.* Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны в бассейне Средней Лены. № 6. С. 81.  
*Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Мельникова В.И., Середкина А.И.* Анализ современных тектонических режимов Лаптевоморского блока (Арктический сектор территории Якутии). № 6. С. 91.  
*Колосов П.Н., Троегубова И.Н.* Онколитоидные образования в каланчëвской свите неопротерозоя северо-восточной окраины Патомского нагорья: ультраструктуры и органические остатки. № 4. С. 29.  
*Кутыгин Р.В., Киясов А.Н., Будников И.В.* О древнейшей флоре верхнего палеозоя Верхоянья и возрасте былькатской свиты. № 6. С. 73.  
*Третьяков Ф.Ф.* О тектоническом строении Приколымского террейна Верхоянно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ). № 6. С. 85.

**ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,  
ГЕОХИМИЯ**

*Васюков В.Е., Андреев А.В., Авилова О.В.* Геолого-геохимические критерии прогнозирования медно-порфировых и сопряженных руд в Пенжинско-Анадырской металлогенической зоне, Чукотский АО. № 1. С. 62.  
*Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.* О наложенной рудной минерализации на россыпное проявление р. Каменистый (северо-восток Сибирской платформы). № 6. С. 62.



Двойченкова Г.П., Стегницкий Ю.Б., Ковальчук О.Е., Тимофеев А.С., Подкаменный Ю.А. Результаты исследований слоистых силикатов интенсивно измененных кимберлитов и тонкодисперсных фракций их преобразований. № 3. С. 57.

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Rb-Sr систематика магматических пород западной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны (Восточная Якутия). № 6. С. 43.

Князев Г.Б. Петрохимия метасоматических магнетитовых залежей. № 2. С. 59.

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Перспективы поисков платиноидов в массивах кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия). № 3. С. 46.

Лихачев А.П. Возможные причины и условия тесной ассоциации золота с сульфидами и кварцем. № 2. С. 41.

Миляев С.А. Комплекс геохимических признаков для обоснования прогноза оруденения на глубину (на примере месторождений золотосульфидно-кварцевой и золотосеребряной формаций). № 2. С. 53.

Никулова Н.Ю., Козырева И.В. Литохимические особенности и условия формирования нижнепалеозойских песчаников севера Урала. № 4. С. 46.

Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Гранитоиды поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный (Верхояно-Колымская орогенная область). № 4. С. 35.

Ряценок Т.Г., Пеллинен В.А. Параметры микроструктуры пещерных глинистых отложений и палеоген-неогеновых глин (сравнительный анализ). № 1. С. 53.

Ряценок Т.Г., Ухова Н.Н., Штельмах С.И. Песчано-глинистые отложения пещеры Горомэ: состав, микроструктура и свойства. № 4. С. 63.

Томишин М.Д., Копылова А.Г., Салихов Р.Ф. Нижне-Томбинский трапповый комплекс как многофазная интрузия (северо-восток Тунгусской синеклизы). № 6. С. 52.

Трунилина В.А., Роев С.П. Петрология даек Джаятардахского вулканогенного поля и их взаимосвязь с оруденением. № 6. С. 35.

Угальева С.С., Биллер А.Я., Олейников О.Б., Горайнов С.В., Попов В.И. Рамановская спектроскопия в изучении включений в алмазах и гранатах из россыпей и туффицитов северо-востока Сибирской платформы. № 6. С. 29.

Шкодзинский В.С. Происхождение раннедокембрийских кристаллических комплексов и природа правила Клиффорда. № 6. С. 22.

Юшманов Ю.П. Геолого-структурная позиция, структура и условия локализации золотого оруденения в Дяппе-Мартемьяновском рудном узле, Нижнее Приамурье. № 4. С. 56.

Япаскурт О.В., Цеховский Ю.Г. Литогенез в мезозойских внутриконтинентальных рифтовых зонах Сибири, Забайкалья и Монголии. № 3. С. 67.

## ГЕОЭКОЛОГИЯ

Рылов В.Г., Гамов М.И., Чикина Н.Л. Сорбент углеводородов из отходов сжигания углей на ТЭС. №3. С. 76.

## ДИСКУССИИ

Воробьев В.Я., Кононов Ю.С. О развитии гипотезы образования Астраханского газоконденсатного месторождения. № 3. С. 82.

Люхин А.М., Цельмович В.А., Губарь А.Ю., Цветнов А.В., Бабушкин М.В., Садоков Д.О. Серебро и импактные минералы в породах северо-западного обрамления Рыбинского водохранилища. № 4. С. 73.

Миляев С.А., Чеквадзе В.Б. Формирование и особенности развития ореолов аммония ( $\text{NH}_4^+$ ) месторождений золотосеребряного формационного типа в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах. № 4. С. 69.

Третьякова Л.И., Люхин А.М. Импактно-космогенно-метасоматическое происхождение микроалмазов месторождения Кумды-Коль, Северный Казахстан. № 2. С. 69.

## ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Гутак Я.М., Рубан Д.А. Историко-горногеологическое наследие: особенности и классификация. № 1. С. 72.

Грудинин М.И. Фиксизм и мобилизм в геологии Прибайкалья. № 1. С. 77.

Бойшенко А.Ф. Минералы и горные породы в русской поэзии и песенной лирике XX века. № 2. С. 78.

## ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

70-летие Галины Васильевны Седельниковой. № 1. С. 81.

80-летие Алексея Юрьевича Розанова. № 3. С. 88.

80-летие Бориса Игоревича Беневольского. № 1. С. 83.

90-летие Лидии Александровны Николаевой. № 2. С. 82.

К 100-летию со дня рождения Давида Иосифовича Горжевского. № 1. С. 85.

Бессуднова З.А. К 105-летию со дня рождения Александра Леонидовича Яншина. № 2. С. 83.