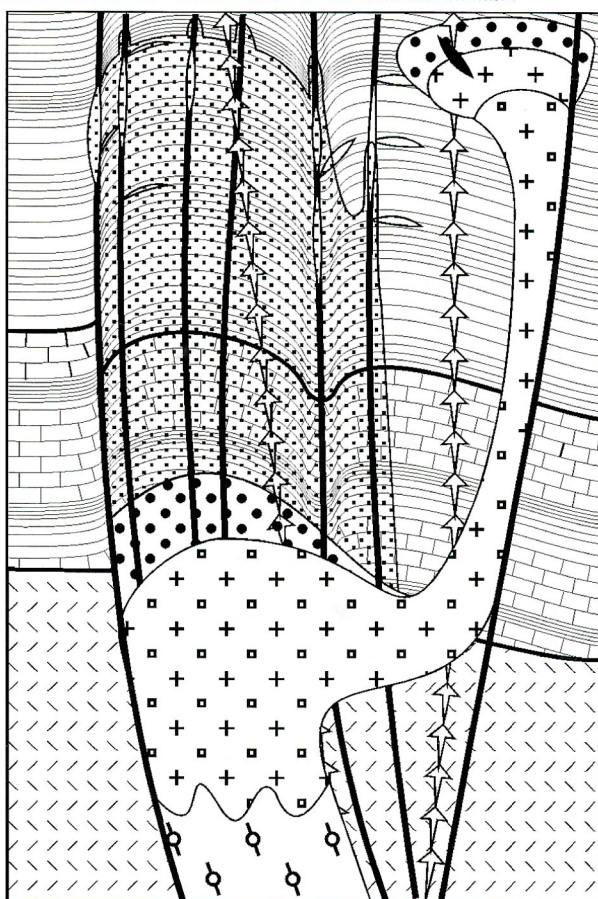
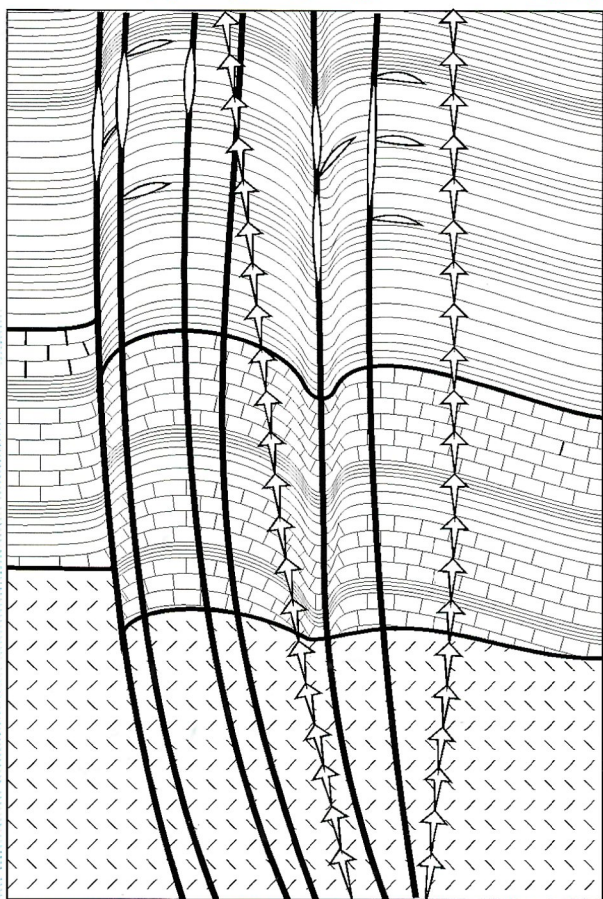


Отечественная ГЕОЛОГИЯ



4/2002

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЯКУТИИ

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2002

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор **А. И. Кривцов**

Бюро: *И.Ф.Глумов, Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора), *В.А.Ерхов, В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев, Н.В.Милетенко, Л.В.Оганесян* (зам. главного редактора), *М.В.Рогачева* (отв. секретарь), *А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин* (зам. главного редактора), *Б.А.Соколов, В.И.Старостин, А.А.Шнак*

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

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

- Бахарев А.Г., Алпатов В.В., Зайцев, А.И.*
Геолого-генетическая модель Нежданинской золотоносной рудно-магматической системы 3
- Костин А.В.*
О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса 8
- Блинов А.А.*
Состав золотоносных отложений различных этажей аккумуляции в русле р.Лена 11
- Шаталов В.И., Граханов С.А., Егоров А.Н., Сафьянников Ю.В.*
Новый промышленный тип россыпей алмазов в Якутской алмазоносной провинции. 15
- Мельников А.И., Алексеев С.В., Ружич В.В., Егоров К.Н., Алексеева Л.П., Черных Е.Н., Чечельницкий В.В., Смекалин О.П., Шмаров Г.П., Павлов В.А.*
Оценка параметров техногенной активизации опасных геологических процессов в крупных горных выработках открытого типа 20

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

- Пироговская К.Л., Зедгенизов Д.А., Барашков Ю.П.*
Алмазы с включениями оливина из аллювиальных россыпей бассейна р.Эбелях 24
- Шамшина Э.А., Алтухова З.А., Бабушкина С.А.*
Геологические и вещественные особенности Дюкенского кимберлитового поля 26
- Зайцев А.И.*
Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитовых пород Толуопского поля. 32
- Шкодзинский В.С. Копылова А.Г.*
Сидерофильные элементы в самородном железе базитов и его генезис. 36

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

- Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н.*
Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилуйского палеорифта 40
- Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н., Амузинский В.А., Коваль С.Г., Иванов А.С.*
Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа 45
- Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П.*
Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты 50
- Третьяков Ф.Ф.*
Региональный структурный анализ тектонических деформаций и сегменты Адыча-Тарынской зоны разломов 54
- Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф.*
Деформационные структуры Омудевского блока. 59

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

- Альховик Т.С., Баранов В.В.*
О модулярной организации фавозитид 62
- Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г.*
Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья 66
- Ермакова С.П.*
Уточнение схемы детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса 71
- Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Дзюба О.С.*
Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии 73
- Сергеенко А.И., Гриненко О.В., Прокопьев А.В., Сметанникова Л.И.*
Нижний олигоцен Зырянской впадины 80
- Первооткрыватели отечественных месторождений 85*

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

Подписано в печать 19.08.2002. Формат 60 x 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз. Заказ № 3915

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@pol.ru

Отпечатано в ГУП Экспериментальная типография.
103051 Москва, Цветной бульвар, 30

Геолого-генетическая модель Нежданинской золотоносной рудно-магматической системы

А.Г.БАХАРЕВ, В.В.АЛПАТОВ, А.И.ЗАЙЦЕВ

Накопленные к настоящему времени многочисленные данные [1–7] позволили построить геолого-генетическую модель Нежданинской золотоносной рудно-магматической системы (РМС), которая рассматривается как «модель парагенезиса продуктов рудогенерирующего магматизма и эндогенного оруденения, занимающих некоторый объем геологического пространства, в котором магматизм, оруденение и вмещающие породы находятся в определенных структурных отношениях как между собой, так и по отношению к другим РМС» [16, с. 12].

Нежданинский рудно-магматический узел (РМУ) расположен на севере Южно-Верхоянского синклиория в пределах метаморфического пояса [5] и включает рудное поле (154 км) одного из крупнейших в России Нежданинского золоторудного месторождения и магматические образования по его периферии: Курумский гранит-гранодиоритовый интрузив и Гельдинскую группу диоритовых штоков. Нежданинский РМУ контролируется субмеридиональной зоной разрывов Кидерикинского разлома и приурочен к присводовой части Дыбинской брахиантиклинали, сложенной песчано-сланцевыми отложениями перми верхоянского комплекса. Нижнепермские породы рудовмещающей терригенной толщи метаморфизованы до фации филлитов с образованием кварц-хлорит-серицит-альбитового парагенезиса при полном отсутствии гидрослюд и смешанно-слоистых образований. Серицит этого парагенезиса отличается повышенными содержаниями Na (74%, до 14% парагонитового минала) и железистостью (f 0,44), низкими гидратированностью (дефицит щелочных катионов 0–5%), фенгитовостью (f_{en} 0,15±0,03) и фтористостью (F 0,14±0,04%). Температура метаморфизма рудовмещающих пород, определенная по серицит-хлоритовому термометру [12], составляет 300–310°C. Для метаморфического серицита из пород западного фланга центральной части Южно-Верхоянского метаморфического пояса в Стэндфордском университете (США) был определен Ag-Ar возраст 151±0,7 млн.лет (неопубликованные данные). В этой части метаморфического пояса роговиковые ореолы крупных гранитоидных plutонов, ранние фазы которых датированы Rb-Sr методом 150–135 млн.лет [11], пересекают зоны метаморфизма терригенных пород, а минеральные ассоциации контактового метаморфизма накладываются на регионально метаморфизованные породы. Плутоны прорывают также складки и надвиги, которые совместно с Охотским террейном перекрыты полого залегающими неокимовыми вулканитами Удской магматической дуги [15].

Формированию Нежданинской РМС предшествовало внедрение позднеюрских (K-Ar датировки: 153, 154 и 168 млн.лет) даек габбро-диоритов. Им свойственно присутствие акцессорного хромшпинелида и ксеногенных зерен маложелезистого (f 61%) богатого пироповым (37%) и альмандиновым (58%) компонентами граната. Кроме этого, образовались слабозолотоносные (менее 0,1 г/т) метаморфогенные пирит-кальцит-хлорит-кварцевые альпийские жилы. Температура максимума вакуумной декрипитации метаморфогенного кварца 215°C, пирита 210°C.

Таким образом, образование наиболее ранних деформационных структур, даек габбро-диоритов, метагенетические преобразования терригенных пород и жильной метаморфо-

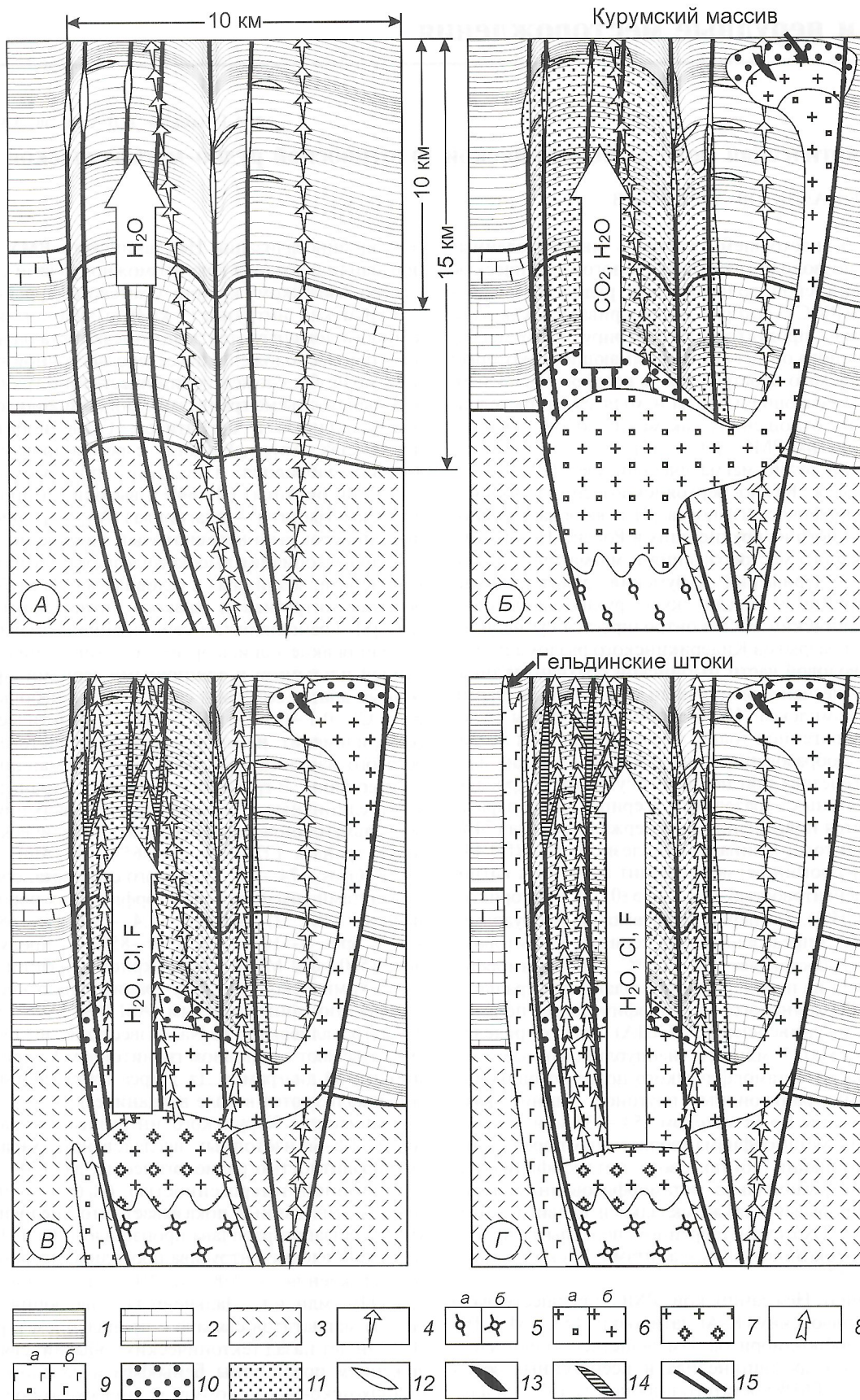
генной минерализации Нежданинского РМУ (рисунок, А) проходили в поздней юре, возможно, в связи с аккрецией к Северо-Азиатскому кратону Охотского террейна.

Курумский интрузив (7 км²), в эндо- и экзоконтактах которого локализируются золото-редкометалльные рудопоявления, расположен близ северо-восточной границы рудного поля. Он сложен преимущественно гранодиоритами, в меньшем объеме гранитами, дайками аплитовидных гранитов, аплитов и пегматитов. Гранодиориты содержат плагиоклаз (An_{18–38}) иногда с резорбированными ядрами андезин-лабрадора (An_{44–60}), роговую обманку (f 54–57%), биотит (f 60–64%), высокий и промежуточный ортоклаз, граниты — плагиоклаз (An_{12–34}), биотит (f 94%), низкий ортоклаз и нерешетчатый микроклин. В пегматите описана ассоциация высокожелезистых граната, биотита и кордиерита, возникшая в условиях малой глубины формирования интрузива и низкого химического потенциала K₂O [8]. Гранодиоритам свойственна безмагнетитовая ассоциация акцессориев ортитового типа с низкой концентрацией ильменита и единичными зернами сфена. Акцессорный апатит содержит сравнительно небольшое количество Cl (0,1–0,17%). В гранитах практически исчезает сфен, ильменит, но много высокожелезистого (f 95–98%), богатого марганцем (18–38% Spes) альмандина и появляется монацит. В гранодиоритах, реже в гранитах фиксируются единичные с признаками растворения зерна пироп-альмандинового граната двух генетических групп: 1) зерна граната (22–23% Pir, 65–71% Alm, 2–4% Spes, 2–8% Gros, f 74–76%) корового субстрата, сопоставимого с гранатами архейских метаморфических пород Охотского массива [10]; 2) гранаты (1,4–18% Pir, 68–73% Alm, 4–7% Spes, 4–10% Gros, f 80–85%) — продукты глубинного (500–600 МПа) уровня кристаллизации магмы.

По химическому составу гранитоиды отнесены к метаморфическим глиноземистым (ASI 0,90–1,05), повышенному ультракалиевым, K>Na, известково-щелочной серии. Они отвечают в основном гранитоидам I-типа. На дискриминантной диаграмме Дж.Пирса точки состава гранитоидов локализируются в поле вулканических дуг.

Гранитоиды Курумского интрузива, по данным K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr изотопных исследований, характеризуются discordантностью радиологических дат (70–126 млн.лет) и изотопной гетерогенностью ($R_0(\text{Sr})$ 0,7056–0,7090). Анализ этих данных показывает, что внедрение и начало кристаллизации расплава произошло 126–121 млн.лет назад. Становление интрузива проходило на фоне медленного охлаждения от 800 до 260°C в интервале времени 125–110 млн.лет. Дальнейшая эволюция изотопных систем магматитов связана с проявлением в районе 110–105 млн.лет назад тектонических событий, связанных с заложением новой зоны Беньюффа и началом формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса. Повышение интенсивности теплового потока привело к разрушению, переуравновешиванию и перезаводке изотопных часов. Последующее медленное охлаждение интрузива в интервале 110–70 млн.лет обусловило discordантность изотопных датировок пород и минералов, которые отражают возраст закрытия их систем.

Дайки с наложенной на них золото-кварцевой минерализацией — немногочисленные магматические образова-



Модель Неждановской золотоносной рудно-магматической системы:

А — 170(?)—150 млн. лет; Б — 126—110 млн. лет; В — 110—100 млн. лет; Г — 100—96 млн. лет; 1 — метagenетически преобразованный верхоянский терригенный комплекс; 2 — рифей-нижнепалеозойский карбонатно-терригенный комплекс; 3 — дорифейский кристаллический фундамент; 4 — позднеюрские дайки габбро-диоритов; 5 — мигма (а) и мигматит (б) гранодиоритового состава; 6 — магма (а) и порода (б) гранодиоритового состава; 7 — гранодиоритовая магма, насыщенная ранними кумулатами; 8 — ранне-позднемереловые дайки лампрофиров; 9 — магма (а) и порода (б) габбро-диоритового состава; 10 — контактово измененные породы; 11 — дорудные березиты; гидротермальное оруденение: 12 — гидротермально-метаморфогенное убогосульфидное и слабо золотоносное, 13 — золото-редкометалльное, 14 — золото-кварцевое, метасоматическое и жильное; 15 — разрывные нарушения

ния рудного поля. Они разделены на два вещественно-временных комплекса: позднеюрский габбро-диоритовый, рассмотренный выше, и ранне-позднемиоценовый лампрофировый. Породы последнего весьма изменчивы как по химическому, так и минеральному составу. В целом они близки лампрофирам малхитового типа. Выделяются биотитовые и амфиболовые лампрофиры. Биотитовые лампрофиры состоят из пластинок биотита (f 43—55%), часто зонального строения, включенных в спутанно-волокнистую полевошпатовую основную массу. В протоколках обнаруживаются зерна авгита ($Wo_{36,1-44,5}En_{42,1-48,5}Fs_{13,4}$; f 24%) и роговой обманки (f 34%). В амфиболовых лампрофирах зерна роговой обманки (f 37,5%) и пластинки биотита (f 47%) включены в основную массу, состоящую из призматических зерен деанортитизированного плагиоклаза и в промежутках между ними — каликатрового полевошпата и кварца.

Лампрофиры даек по видовому составу и распределению аксессуарных минералов схожи с гранитоидами Курумского интрузива, что может свидетельствовать об их генетическом родстве. О родственности парагенетических связях, а также о существовании общего для них глубинного магматического источника свидетельствует тот факт, что в этих контрастных по петрогеохимическому составу породах присутствуют резорбированные зерна пироп-альмандиновых гранатов одинакового состава. Однако зерна граната глубинного уровня (500—600 МПа) кристаллизации в лампрофирах фиксируются чаще, чем в гранитоидах Курумского интрузива.

Характерная особенность лампрофиров Нежданнинского рудного поля — присутствие в их составе «оплавленных» ксеногенных зерен салита ($Wo_{47}En_{30,6}Fs_{22,4}$; f 41%), чермакитовой роговой обманки (f 41—43%), гроссуляра (0,1% Pir, 6,8% Alm, 0,2% Spes, 79,2% Gros, 13,8% And; f 99%), андрадита (0,9% Pir, 7,2% Alm, 2,2% Spes, 15,9% Gros, 73,8% And; f 92%), гиперстена ($Wo_{0,9}En_{62,2}Fs_{36,9}$; f 37%), оливина (Fo_{85}), сфена, эпидота и родонита. Предполагается, что поставщиком этих зерен служили контактово-метаморфизированные терригенно-карбонатные породы рифея и нижнего палеозоя, развивающиеся в экзоконтактовом ореоле глубинного (промежуточного) очага магматического расплава. Эти осадочные породы в районе РМУ, по данным гравиметрического моделирования, залегают на глубинах 10—15 км.

Таким образом, гранитоиды Курумского интрузива, в эндо- и экзоконтактовых зонах которого локализуются золото-редкометалльные проявления, и лампрофиры даек рудного поля с наложенной на них золото-кварцевой минерализацией, — магматическая составляющая Нежданнинской золотоносной РМС.

Нежданнинская РМС образовалась 126 млн. лет назад и функционировала длительное время, порядка 23—28 млн. лет [7]. По времени формирования она отвечает позднему подэтапу (125—105 млн. лет) сибирдынского этапа магматизма Колымо-Охотского региона [13]. В этот подэтап в Примагданском секторе Охотского побережья формировались нявленгинский, Тауйско-Пьягинский, магаданский и другие интрузивные, а также аскольдинский вулканический комплексы. Последний связывается с финальной стадией деятельности Удско-Мургаляского вулканического пояса [9]. Это положение в равной степени относится к Нежданнинской РМС. Вместе с тем, геодинамическая природа Нежданнинской РМС представляется нам более сложной.

С учетом изложенного и ранее опубликованного фактического материала [1—7], а также положений декомпрессионно-диссипативной модели магнообразования [18], геолого-генетическая модель Нежданнинской золотоносной рудно-магматической системы представляется в следующем виде (см. рисунок, Б, В).

1. В финальный этап Удской субдукции (126—121 млн. лет) в результате деформаций в глубинном слое консолидированной коры Южно-Верхоянского синклинория на нижнекоровом уровне произошло зарождение системы.

2. Декомпрессионно-диссипативное плавление поднимающегося субстрата (мигмы) приводило к образованию расплава, который испытал временную остановку по достижении границы (15 км) осадочного чехла с дорифейским кристаллическим фундаментом. Здесь формировалось основание магматической камеры Курумского массива (промежуточного очага) с надочаговым контактовым метаморфизмом терригенно-карбонатных пород рифея. В это время происходила массовая кристаллизация высокобарического (500—600 МПа) пироп-альмандинового граната. Мы полагаем, что временная остановка перемещения магматического расплава в верхние слои осадочного чехла была обусловлена расширением промежуточного очага в латеральном направлении. Непрерывающийся приток расплава и тепла препятствовал процессам дифференциации. Вместе с тем, временная остановка и наличие проницаемой надочаговой зоны разрывов Кидерикинского разлома способствовали процессам контактового метаморфизма терригенно-карбонатных пород с выносом H_2O , CO_2 и кальция.

С этим этапом развития РМС связаны процессы дорудной безрезитизации рудовмещающих пород Нежданнинского месторождения. В рудовмещающих породах около разрывных нарушений формируются широкие (до 100 м) ореолы дорудных безрезитов, которые при сгущении разрывных нарушений в центральной части месторождения сливаются в один ореол. Площадь их распространения, по-видимому, представляет собой проекцию ореола контактовых изменений около глубинного очага. При дорудной безрезитизации образуются высокожелезистые (f более 0,42—0,45) карбонаты анкерит-доломитового и сидерит-магнезитового рядов и серицит-фенгит (42% парагонита, дефицит щелочных катионов 10—18%, $f_{Fe} 0,30 \pm 0,07$; f 0,48; F 0,28 $\pm$ 0,24%), замещающие хлорит вплоть до полного его исчезновения и корродирующие метаморфический серицит и альбит (новообразования достигают 20—25% объема). Высокая фенгитовость ($f_{Fe} 0,3$) серицита указывает на относительно низкую температуру протекания процессов дорудной безрезитизации (менее 250°C) и высокое $lg(a_K/a_{H_2O})$ (4,7—4,8) в растворе [12]. С процессами дорудной безрезитизации связано существенное обогащение рудовмещающих пород карбонатными минералами (10—12%). Золотоносность дорудных безрезитов увеличивается по сравнению с метаморфическими породами-протолитами в 3—4 раза (до 15—20 мг/т). Жильные образования этого этапа представлены маломощными прожилками высокожелезистых карбонатов, секущих измененные дайки габбро-диоритов и метаморфогенные альпийские жилы.

3. С началом дальнейшего проникновения магматического расплава в верхние слои осадочной толщи кристаллизация граната прекращается. Формирование магматической камеры завершилось в области глубин, отвечающих давлению около 100 МПа. Внутрикамерная дифференциация маловязкой гранодиоритовой магмы привела к образованию гранодиорит-гранитной серии магматических пород Курумского интрузива. Его становление продолжалось до 110 млн. лет назад, что определяет нижнюю возрастную границу золото-редкометалльной минерализации в интрузиве.

4. С началом новых деформационных процессов, возникших 110—105 млн. лет назад в связи с заложением новой зоны Беньюффа и началом формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса, произошло декомпрессионно-диссипативное плавление еще не полностью

затвердевших ранних кумулатов, осевших при кристаллизации гранитоидной магмы в нижних частях магматической камеры (промежуточного очага), образование лампрофировой магмы и выжимание ее в тектонические разрывы. Это согласуется с присутствием в лампрофирах даек, сравнительно с гранитоидами Курумского интрузива, повышенного количества резорбированных зерен высокобарического (500—600 МПа) пироп-альмандинового граната, более магнезиальных темноцветных минералов. Образование лампрофировой магмы могло происходить лишь после того, как расплав верхних горизонтов магматической камеры подвергся декомпрессионному затвердеванию. В связи с этим дайки лампрофиров рудного поля формировались несколько позже гранитоидов Курумского гипабиссального интрузива.

С кристаллизацией магмы в промежуточном очаге связано отделение флюидной фазы в виде фильтрационных потоков на границе «изверженная порода—магма» и насыщение летучими верхних горизонтов промежуточного очага [17]. По времени золото-кварцевое оруденение отвечает позднему этапу функционирования рудно-магматической системы. Нижняя возрастная граница золотого оруденения Нежданнинского месторождения 105—100 млн. лет. Высокая температура и обогащенность флюидов Cl в условиях их конвективной фильтрации благоприятствовали усиленной экстракции рудных компонентов (в т.ч. и золота) из гранитоидов и надкровельных пород. Активизация старых и заложение новых разрывных нарушений в связи с охотской субдукцией способствовали дренированию области экстракции в промежуточном очаге и формированию потока рудоносных гидротермальных растворов, продолжавших экстракцию рудных компонентов из осадочных пород при фильтрации сквозь них.

Поступление нагретых золотоносных гидротермальных растворов, содержащих S и As , в рудовмещающие разрывные структуры, существовавшие в режиме тангенциально-го сжатия, приводило к разогреву относительно холодных вмещающих пород и образованию мощных (70—100 м, в среднем 15—20 м) зональных инфильтрационных ореолов рудосопровождающих березитов с синметасоматическим вкрапленным оруденением [1], которые накладываются и на габбро-диориты, и на лампрофиры. При рудосопровождающей березитизации отлагалась кварц-карбонат-серицит-(пирротин)-арсенопирит-пиритовая ассоциация, количество новообразований которой в тыловых зонах колонок достигает 60—80% объема пород. При этом высокожелезистый серицит метаморфической ассоциации и ассоциации дорудных березитов и высокожелезистые карбонаты ассоциации дорудных березитов замещались их маложелезистыми разновидностями в ассоциации с золотоносными (десятки и сотни грамм на тонну) сульфидами — пиритом и арсенопиритом, реже пирротинном, альбит-серицитом и кварцем. Серицит из тыловых зон колонок рудосопровождающих березитов кроме низкой железистости (f 0,05—0,15) отличается низким содержанием Na (0—3% парагонита), широкими вариациями фенгитовости (f_{Fe} 0,22—0,34) и повышенными содержаниями F (0,55±0,20%). В локальных участках раздвиго-сдвигов проходило образование на нижних горизонтах (ниже абсолютной отметки 300—400 м) кварц-карбонат-альбитовых метасоматитов с обильной вкрапленностью призматического арсенопирита синметасоматической арсенопирит-пиритовой ассоциации. На средних и верхних горизонтах (выше абсолютной отметки 400—500 м) шло образование кварц-серицитовых метасоматитов и синметасоматического серого жильного кварца. Для серицита кварц-серицитовых метасоматитов характерны низкая железистость (f 0,2), фенгитовость (f_{Fe} 0,13±0,5), высокая гидратированность (дефицит щелочных катионов 18—30%) и содержание F 0,34±0,15%. Температура образо-

вания рудосопровождающих березитов верхних горизонтов месторождения (1100—1300 м) по результатам измерения температуры гомогенизации газово-жидких включений в синметасоматическом сером кварце составляет 220—360°C, в среднем 285°C [7]. Температура образования кварц-карбонат-альбитовых метасоматитов, определенная по арсенопиритовому геотермометру для пирротин-пирит-арсенопиритового парагенезиса [20], составляет 350—360°C. Характер растворов оценен по составу серицита кварц-серицитовой зоны как слабокислый—нейтральный (pH 5—5,5).

С приоткрыванием разрывных нарушений инфильтрационный метасоматоз сменился процессами формирования жильного оруденения, сопровождавшихся диффузионным околожильным кварц-арсенопиритовым метасоматозом. Образование ранней жильно-метасоматической пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации проходило на фоне достижения максимума температуры рудообразования (360—380°C) [7] за счет фильтрации горячих гидротермальных растворов по открытым трещинам и последующего снижения температур минералообразования до 260—300°C. Наряду с температурой достигал максимума и восстановительный потенциал гидротермальных растворов, что сопровождалось временным прекращением образования пирита на фоне интенсивного отложения арсенопирита уплотненного габитуса в жилах и околожильных ореолах. Высокая температура начальной стадии жильного рудообразования соответствует температурному интервалу высокой растворимости золота в гидротермальных растворах, содержащих серу [21], и обуславливает низкую золотоносность (5—30 г/т) и жильного, и метасоматического арсенопирита пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации, а также призматического арсенопирита из кварц-карбонат-альбитовых метасоматитов (27 г/т).

Минералы продуктивных золото-полиметаллической и золото-сульфосольной ассоциаций отлагались при температурах 180—270°C [7], соответствующим таким снижения растворимости золота [21] и его интенсивному отложению.

В ходе метасоматического рудообразования в зонах тектонитов образовывался большой объем вкрапленных руд с невысокими содержаниями Au (2—4 г/т), связанного с сульфидами [21]. Наложение на них прожилковой минерализации приводит к формированию комбинированного прожилково-вкрапленного оруденения с более высокой золотоносностью до 5—7 г/т. Максимальная золотоносность (более 7 г/т) характерна для сульфидно-кварцевых жил, локализованных в зонах тектонитов или в оперяющих их разрывных структурах и содержащих минералы продуктивных ассоциаций.

Геодинамические процессы, связанные с охотской субдукцией, не только активизировали (реанимировали) Нежданнинскую РМС, но и обусловили зарождение новой магматической системы, частью которой являются Гельдинские штоки (до 1 км²) (см. рисунок, Г). Они сложены диоритами и кварцевыми диоритами со взаимопереходами. Породы содержат плагиоклаз (An_{34-80}), авгит ($\text{Wo}_{39,22}\text{En}_{43,89}\text{Fs}_{16,89}$; f 28%), гиперстен ($\text{Wo}_{3,44}\text{En}_{54,77}\text{Fs}_{41,79}$; f 43%), биотит (f 61—57%), высокий ортоклаз и кварц. Нередко отмечаются зерна оливина (Fo_{52}). Ассоциация аксессуаров — ильменит-ортитового типа. В протоколках диоритов обнаруживаются зерна граната (28% Pir , 64—67% Alm , 1—3% Spes , 3—4% Gros ; f 70%) с признаками растворения.

По химизму породы штоков — от мета- до умеренно глиноземистых (ASI 0,79—1,08), от повышено- до ультракалиевых, $\text{Na}>\text{K}$, известково-щелочной серии. Они отвечают I-типу гранитоидов. На дискриминантной диаграмме Дж.Пирса точки состава диоритовых пород расположены в поле гранитоидов вулканических дуг.

Анализ параметров Rb-Sr систем пород и минералов Гельдинских штоков свидетельствует о том, что Sr-изотопная и возрастная гетерогенность в их пределах незначительна и носит локальный характер. Их первичные отношения Sr варьируют в близких пределах 0,7068–0,7073, а возраст с учетом модельных датировок от 70 до 105 млн.лет. Внедрение и начало кристаллизации диоритовой магмы проходило 105–100 млн.лет назад одновременно с началом формирования 110–100 млн.лет назад Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [13]. Более молодые датировки пород и минералов (99–70 млн.лет) отражают время закрытия изотопных систем по мере охлаждения теплового поля района.

С учетом представленной модели возникает проблема определения геодинамической природы рудно-магматической системы в целом и крупнообъемного Нежданинского золоторудного месторождения в частности. Рудно-магматическая система, возникшая 126–121 млн.лет назад (в начале апта) в связи с финальной активизацией Удской субдукции, функционировала длительное время, порядка 23–28 млн.лет. На этапе «отмирания» около 110–100 млн.лет назад на уровне промежуточного очага она была реанимирована деформационными процессами, возникшими в связи с началом охотской субдукции, но уже в новом качестве с образованием лампрофировой магмы и активизацией рудообразующих флюидов. Заметим, что крупнообъемные золоторудные месторождения типа Нежданинского могли образоваться в том редком случае, если более поздние деформационные процессы по времени совпадали с определенной зрелостью рудно-магматической системы, когда в промежуточном очаге еще сохранялась высокая температура (кумуляты находились в размягченном состоянии), а производные этого очага — гранитоидная магма гипабиссальных интрузивов и верхней части промежуточного очага подверглась декомпрессионному затвердеванию, в результате чего накапливались рудоносные флюиды.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 99-05-64329, 02-05-65183) и 6-го конкурса-экспертизы молодых ученых РАН (проект № 340).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алпатов В.В. Вкрапленное золотое оруденение Нежданинского месторождения // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 63–65.
2. Бахарев А.Г. Магматизм Нежданинского рудно-магматического узла // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 5–8.
3. Бахарев А.Г. Минералы-индикаторы глубинных магматических процессов Нежданинского рудно-магматического узла (РМУ) // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века: Тез. докл. к IX съезду ВМО, С.-Пб., 17–21 мая 1999 г. С.-Пб., 1999. С. 50–51.
4. Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Реанимированная Нежданинская золотоносная рудно-магматическая система // Матер. II Всероссийского петрогр. совещ. Т. I Сыктывкар, 2000. С. 145–147.
5. Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Южно-Верхоянский метаморфический пояс и сопряженные с ним магматические образования // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., 2001. С. 269–275.
6. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В. и др. Минералогическо-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 137–156.
7. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. — М.: Геос, 2001.
8. Гамянин Г.Н., Гринберг Г.А. Кордиерит и гранат из пегматитов Курумского массива // Магматизм Северо-Востока СССР. М., 1973. С. 89–93.
9. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.
10. Гринберг Г.А. Докембрий Охотского срединного массива. — М.: Наука, 1968.
11. Зайцев А.И., Ненашев Н.И. Изотопный состав стронция из жильного материала золото-кварцевых проявлений Аллах-Юнского района // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 62–65.
12. Кольцов А.Б. Условия образования слюд и хлоритов переменного состава в метасоматических процессах // Геохимия. 1992. № 6. С. 846–857.
13. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Схема расчленения мезозойских магматических комплексов Колымо-Охотского региона и некоторые особенности их эволюции // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии.: Тез. докл. Магадан, 2000. С. 48–52.
14. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У. и др. Предварительные Ag-Ag данные по хронологии магматизма и рудоотложения на Северо-Востоке России и Аляски // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пасифики: Тез. докл. Всеросс. совещ. Магадан, 1997. С. 159–161.
15. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М., 2001. С. 156–199.
16. Романовский Н.П. Проблемы выделения и изучения рудно-магматических систем // Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979. С. 11–21.
17. Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А. Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. — Новосибирск: Наука, 1990.
18. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. — М.: Наука, 1985.
19. Genkin A.D., Bortnikov N.S., Cabri L.J. et al. A Multidisciplinary Study of Invisible Gold in Arsenopyrite from Four Mesothermal Gold Deposits in Siberia, Russian Federation // Economic Geology. 1998. Vol. 93. P. 463–487.
20. Kretschmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canadian Mineralogist. 1976. Vol. 14. P. 364–386.
21. Shenberger D.M., Barnes H.L. Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. P. 269–278.

О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса

А.В.КОСТИН

Верхоянский складчатый пояс входит в состав Верхояно-Колымской орогенной области. Он с запада примыкает к Сибирской платформе и сложен породами от рифея до триаса, которые представлены комплексами карбонатной платформы, терригенными накоплениями пассивной континентальной окраины. Восточная часть Верхояно-Колымской орогенной области сложена глубоководными черными сланцами и турбидитами склона континента и получила название Куларо-Нерского складчатого пояса [9].

Первые работы по металлогении Верхоянского складчатого пояса принадлежат С.С.Смирнову [11, 12], который рассматривал Западно-Верхоянский сегмент этого района с точки зрения перспектив оловянного и полиметаллического оруденения. Развитие этих идей М.М.Константиновым в последующие несколько лет привело к открытию ряда перспективных серебряных месторождений. Первая схема металлогенического районирования территории всей Якутии была предложена Ю.П.Ивенсенем в 1955 г. Им были охарактеризованы основные особенности размещения редкометалльного и полиметаллического оруденения в пределах Яно-Индибирской синклинальной зоны и Верхоянского мегаантиклинория. В качестве главного вывода было отмечено, что вдоль западного борта последнего прослеживается прерывистый пояс золотого оруденения. В 1968 г. под руководством В.В.Еловских была издана прогнозная карта золотоносности Якутской АССР масштаба 1:2 000 000, которая в целом не изменила представлений о прерывистости золотого оруденения Верхоянского складчатого пояса. Позднее, в 1975 г., Ю.П.Ивенсенем, В.А.Амузинским и Г.Г.Невойсой была составлена металлогеническая схема северной части Верхоянской складчатой зоны [2].

В.В.Еловских сделал принципиальный вывод о том, что золото-сульфидно-кварцевая и галенит-сфалеритовая формации — производные одного рудного процесса, а их разделение условно. Рудообразование завершает формация хрусталеносных жил, присутствие которой следует рассматривать как поисковый признак золоторудных жил. Эта гипотеза подтвердилась в 1997—2001 гг. находками новых и богатых золото-серебряных жил на площади Ньюектаминского рудного поля [5, 6]. Открытые геологами Якутии за весь период исследования этой территории месторождения золота и серебра позволили говорить о золото- и сереборудном поясе вдоль фронтальной части Верхоянского складчатого пояса (рисунок). Основываясь на глобальной тектонической позиции рудных месторождений [8], выделены геодинамические обстановки, в которых формировались металлогенические пояса. Среди них наиболее значимы для рудной золото- и сереброносности Верхоянского складчатого пояса обстановки среднепалеозойского внутриконтинентального рифта, позднепалеозойско-раннемезозойской миогеоклинали (пассивной континентальной окраины) и позднемезозойской коллизии.

Среднепалеозойский металлогенический этап соответствует геодинамической обстановке внутриконтинентального рифта. В течение этого этапа образовались месторождения меди и полиметаллов в Северном и Южном Верхоянье, рассматриваемые в качестве базовой формации для образования регенерированных месторождений серебра и золота. Месторождения приурочены к вулканогенно-осадочным формациям D_2 — D_3 и C_1 и формировались в усло-

виях длительного растяжения и опускания тектонических блоков.

В Южном Верхоянье выделена Сетте-Дабанская рудная зона, включающая несколько перспективных разобнесенных площадей с меденосным формационным комплексом. Наиболее значимы среди них Курпанджинская, Сугинская, Джалканская, Придорожная, Кемюс-Юряхская, Сегеняхская и Аллах-Юньская, отвечающие категории рудных полей [7]. Медное оруденение включает пестроцветные песчаники, туфопесчаники, туффиты и туфы. Нередко медная минерализация приурочена к приконтактовым частям базальтовых покровов, встречается внутри самих покровов и во вмещающих их осадочно-пирокластических породах. Рудные тела содержат вкрапленную, реже прожилковую минерализацию, представленную халькозином, борнитом, ковеллином, купритом, малахитом и самородной медью [1, 7, 13].

По мнению Э.И.Кутырева, А.Е.Соболева и других [7], медистые песчаники Южного Верхоянья имеют вулканогенно-осадочную природу, а медистые базальты — вулканогенно-гидротермальную. Отмечается одинаковая высокая сереброносность сульфидов из вулканогенно-осадочных и вулканогенно-гидротермальных типов руд. Всего на площади северной части Сетте-Дабана выявлены девять участков медного оруденения, из них два имеют статус месторождений. Примечательно, что рудные тела месторождения Курпанджа имеют форму пластов и линз мощностью от 0,5 до 17 м, минерализованные пласты прослежены на 24 км, а медистые туфопесчаники содержат постоянную примесь серебра от 6 до 61 г/т (в среднем 22 г/т). Содержание Ag в технологической пробе Курпанджинского месторождения составило 8,2 г/т, а после обогащения 31 г/т. Аналогичные руды проявления Кемюс-Юрях прослежены на протяжении 6 км.

В Северном Верхоянье в Орулганском антиклинории в красноцветных известковистых алевролитах D_3 — C_1 встречаются пласты и линзы медистых сланцев с содержаниями меди до 1,2%. Рудная минерализация в пластах прослеживается на значительные расстояния и проявлена на нескольких уровнях артыганской свиты. Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью малахита, азурита, ковеллина, халькопирита и гидрокарбонатами меди. Проведенные В.К.Дорофеевым в 1965 г. исследования медного оруденения Ага-Куканской площади позволили выделить три типа рудных тел: пластовые мощностью до 30 м и протяженностью до 1,5 км; минерализованные зоны дробления, развитые в зоне влияния Орулганского надвига, мощность зон 1—2 м, а прожилков до 30 см; разноориентированные кварцевые жилы мощностью до 5 см; в различных типах руд кроме Cu присутствуют Au до 0,15 г/т и Ag до 400 г/т.

Позднепалеозойский—раннемезозойский металлогенический этап соответствует геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины и охватывает промежуток времени от C_2 —3 до T_1 —2. В 1962 г. В.В.Еловских высказал предположение о том, что с трапповым магматизмом этого этапа связаны проявления золота (золото-сульфидно-кварцевая формация) и полиметаллов (галенит-сфалеритовая формация). В связи с новыми данными [6] обе рудные формации переведены в единую золото-серебряную формацию, распространенную в Орулганском и Западно-Верхоянском рудных районах. Месторождения и рудопроявления пространственно тяготеют к районам проявления силлов и даек базитов, прорывающих породы

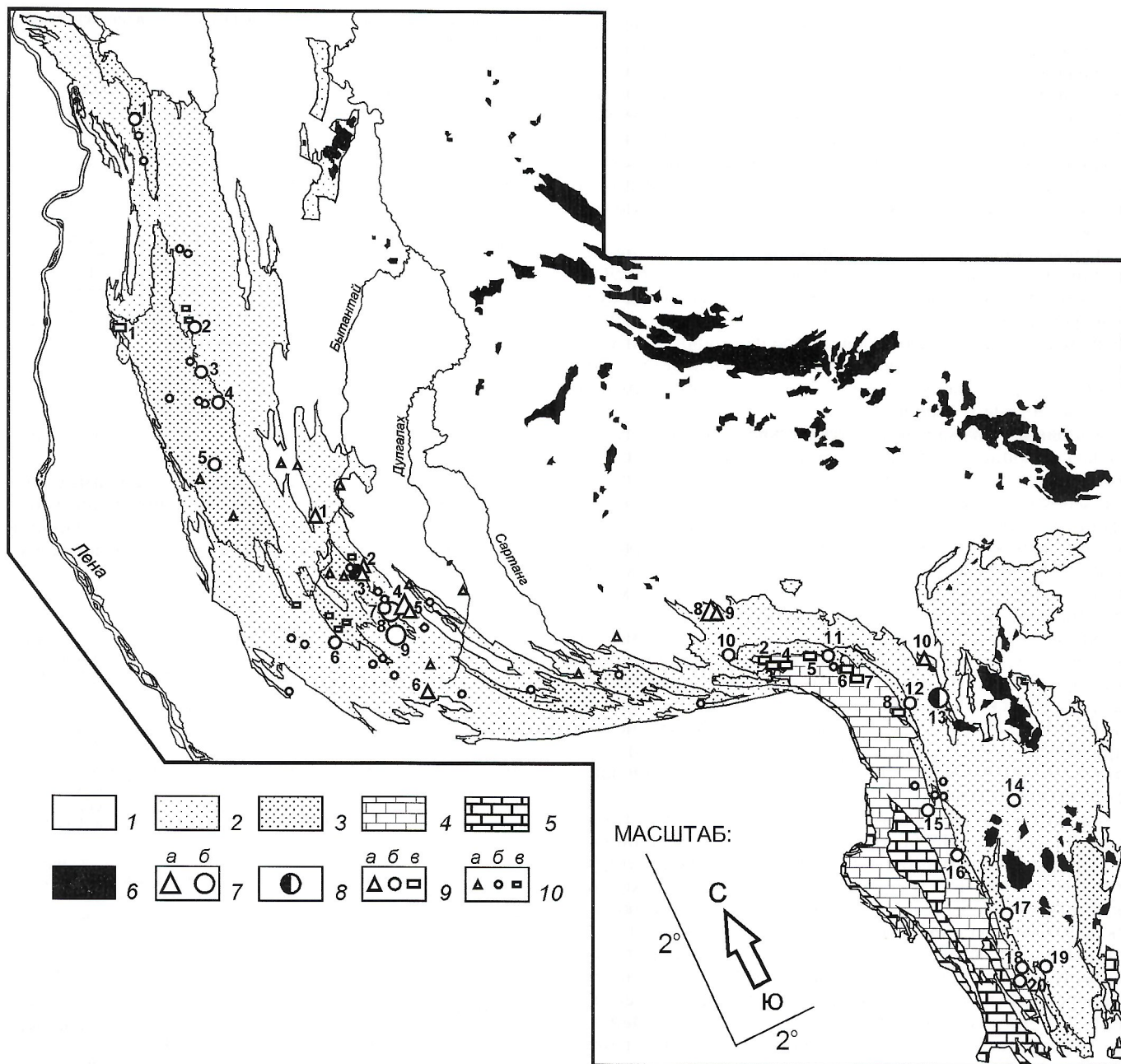


Схема размещения золотых, серебряных и медных месторождений во фронтальной части Верхоянского складчатого пояса:

1 — триас; 2 — пермь; 3 — карбон; 4 — кембрий—девон; 5 — протерозой; 6 — граниты; 7 — крупные перспективные месторождения (а — серебра: 4 — Мангазейское, 8 — Хачакнакское; б — золота: 8 — Кысылтас, 9 — Аркачан); 8 — в т.ч. разведанные золота (13 — Нежданинка); 9 — рядовые месторождения (а — серебра: 1 — Кимпиченское, 2 — Бочийское, 3 — Имтанджинское, 5 — Безымянное, 6 — Болбукское, 9 — Ночное, 10 — Верхнеменкеченское; б — золота: 1 — Дьяндинское, 2 — Анна-Эмискин, 3 — Сегенях-Кенде, 4 — Эникан-Толон, 5 — Синча 1 и 2, 6 — Галочка, 7 — Чочимбал, 10 — Хохсолох, 11 — Сендучен, 12 — Нюкунья, 14 — Восход, 15 — Новинка, 16 — Булар, 17 — Задержное, 18 — Юр, 19 — Жар, 20 — Дуэт; в — меди: 1 — Ага-Куанское, 2 — Джалкан, 3 — Последнее, 4 — Курпанджа, 5 — Средне-Менкюлинское, 6 — Право-Хандыгское, 7 — Россомаха, 8 — Кемюс-Юряхское); 10 — перспективные рудопроявления (а — серебра, б — золота, в — меди)

карбона—нижней перми и дислоцированные вместе с ними в складки. Многие исследователи указывают на обогащение пород этого этапа серебром и золотом.

Геолого-поисковые работы на Алара-Сахском рудном поле, проведенные в 1994 г. под руководством А.Е.Окунова и В.В.Мехоношина, показали наличие горизонтов с аномально высокими содержаниями Ag (до 30 г/т) и Au (до 0,2 г/т), приуроченных к теберденской, дадойской и опуонской свитам верхней перми. По данным А.В.Кокина и других [3], вмещающие Нежданинское золоторудное месторождение породы ранней перми обогащены золотом. Балансовый расчет показывает, что вынос основных рудогенных элементов из боковых пород обеспечивает 2/3

массы золота в ореолы и руду, а 1/3 приходится на эндогенный источник.

В отчетных материалах Ю.В.Сафонова за 1979 г. приведены данные о повышенной сульфидизации пород серджанской и чочимбальской свит в районе Чочимбальского рудного поля. В алевритах (среднее по 11 пробам) определены Zn 0,119%; Pb 0,068%; Cu 0,007%; Ag 2 г/т; Au 0,005 г/т; As 0,013%. В песчаниках (среднее по 9 пробам) Zn 0,05%; Pb 0,017%; Cu 0,005%; Ag 1,4 г/т; Au 0,007 г/т; As 0,007%. Описывая результаты геологоразведочных работ на Кыгылтасском месторождении, Н.Н.Стронский в 1934 г. привел средние содержания металлов в сульфидизированных породах, составляющие для серебра 21,86 г/т,

золота 1,12 г/т. Нижнеэндыбальское месторождение, локализованное в песчаниках кыгылтасской свиты C_3-P_1 , включает пласты сульфидизированных песчаников. По имеющимся сечениям можно привести наиболее показательный результат: 84,5 м песчаников содержат в среднем 205,9 г/т Ag. Стратиграфический уровень, занимаемый сульфидизированными породами Нижнеэндыбальского месторождения, аналогичен сульфидизированным полям Кыгылтасского месторождения Ньюектаминского рудного поля.

Приведенные факты дают основание для выделения потенциально металлоносного регионального стратиграфического уровня C_3-P_1 , который мог служить базовой рудной формацией для серебряных и золотых месторождений Верхоянского складчатого пояса. При формировании месторождений часть металлов могла поступать вместе с продуктами переотложения меденосных отложений верхнего девона—нижнего карбона.

Позднемезозойский металлогенический этап соответствует коллизионной геодинамической обстановке и длился с конца поздней юры до начала раннего мела. Для этого этапа характерны месторождения, генетически связанные с гранитоидами. Это, в первую очередь, разнообразные формации месторождений олова и золота. Следует подчеркнуть одну главную особенность этих месторождений: их рудные тела — эпигенетические по отношению к вмещающим породам, складчатым дислокациям и интрузивам.

Кроме месторождений, связанных с гранитоидами, за время этого этапа образовывались и регенерированные месторождения. Из золоторудных к их числу, вероятно, следует относить Неждановское (Au-Ag) [3], Аркачанское и Чочимбальское (Au-Cu) месторождения. Последние два приурочены к сопряженным трещинам скола и отрыва соответственно, которые образовались во фронтальной зоне складчатости.

Структуры Верхоянского складчатого пояса имеют различный возраст. Наиболее древние — деформационные структуры Южно-Верхоянского сектора [10]. Они датируются возрастом 150 млн.лет, что соответствует $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрасту некоторых интрузивных фаций, прорывающих складчатые структуры. Образование Главного батолитового пояса с преобладающими плутонами гранодиорит-гранитного состава проходило в диапазоне 143—138 млн.лет. Поперечные пояса гранитоидов датируются возрастом 132—124 млн.лет [14]. Складчатые структуры Западно-Верхоянского сектора образовались во временном диапазоне от 150 до 98 млн.лет [14]. Омоложение структур происходит с востока на запад. В этом же направлении с конца поздней юры началось формирование складчатости, которая продвигалась в сторону Сибирской платформы. Интервалы свинцово-изотопных модельных возрастов для серебряных месторождений Западного Верхоянья [4] приведены в таблице. Анализируя эти данные, становится понятно, что последние образовывались в интервале до или во время складчатости.

Из сказанного сделаем следующие выводы.

1. Фронтальная часть Верхоянского складчатого пояса включает как ряд крупных (Неждановское) и перспективных (Кысылтасское, Аркачанское) месторождений золота и серебра (Мангазейское и Хачакчанское), так и большое

Интервалы свинцово-изотопных датировок галенитов серебряных месторождений Западного Верхоянья, млн.лет

Месторождение	От	До
Чочимбальское	183	156
Безымянное	201	151
Нижнеэндыбальское	174	129
Порфиоровое	164	126
Мангазейское	163	138
Мухалканское	158	119

число перспективных месторождений и рудопроявлений этих металлов.

2. Крупные месторождения золота и серебра имеют полигенную природу. Рудные поля и зоны пространственно совпадают с полями развития меденосных формаций и обогащенных серебром и золотом терригенных пород верхнего карбона—нижней перми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иогансон А.К. Геологическое строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медного оруденения Якутии // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск, 1988. С. 87—98.
2. Ивсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
3. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия (Южное Верхоянье). — Ростов-на-Дону: Росиздат, 1999.
4. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. — Якутск: Изд-во СО РАН, 1997.
5. Костин А.В. Серебряные месторождения Якутии (классификация, новые геолого-промышленные типы перспектив) // Серебряное оруденение Якутии. Якутск, 1999. С. 4—12.
6. Костин А.В. Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Кураханской рудной зоне (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 62—67.
7. Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Исправников А.В. и др. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск, 1988. С. 74—87.
8. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984.
9. Парфенов Л.М. Металлогенический анализ // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М., 2001. С. 291—300.
10. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М., 2001. С. 156—198.
11. Смирнов С.С. Металлогения Западного Верхоянья // Проблемы советской геологии. 1934. Т. 2. № 4.
12. Смирнов С.С., Ванюшин С.С. О редких металлах Верхоянского хребта // Разведка недр. 1933. № 11.
13. Соболев А.Е. Условия формирования и закономерности размещения медного оруденения Сетте-Дабана. Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. М., 1985.
14. Layer P.W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. P. 167—170.

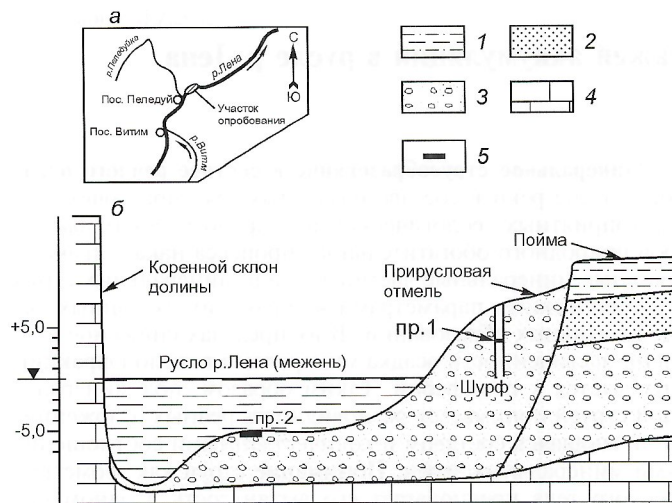
Состав золотоносных отложений различных этажей аккумуляции в русле р.Лена

А.А.БЛИНОВ

Состояние изученности вопроса. Классическая схема дифференциации минеральных частиц при формировании отложений аллювиальных свит, предложенная Е.В.Шанцером, раскрывает механизм россыпеобразования в весьма общем виде и, по заключению самого автора, должна детализироваться с учетом разнообразия фациальных обстановок в речном русле [5]. При этом подразумевается, что в одном цикле осадконакопления на участке долины обособляются отложения минеральных зерен различной крупности и вещественного состава. Следует констатировать, что вся последующая история минералогического картирования в крупных речных долинах была связана главным образом с опробованием самых верхних горизонтов современного руслового аллювия (субфация прирусловой отмели), что объясняется доступностью и регламентированностью такого пробоотбора. Без должного внимания оказались его фациальные горизонты, скрытые в меженном русле и представляющие собой самые нижние этажи аккумуляции речного осадка. Следует отметить, что дифференцированные толщи аллювия формируются в сравнительно крупных водотоках, и донное опробование их отложений — нетрадиционный вид исследований в практике геологоразведочных работ на территории России. Отсутствуют как нормативная база, регламентирующая их проведение, так и технические средства пробоотбора. Изучение характера распределения зерен минеральных компонентов в русловом аллювии на примере лишь одной, самой верхней из его субфаций привело к однообразию полученных характеристик их шлиховых ореолов на весьма протяженных отрезках речных акваторий. В частности, сложилось своеобразное представление о типоморфных особенностях россыпного золота в пределах равнинных территорий (мелкий размер, уплощенный облик, совершенная обработка зерен и т.д.), что негативно влияет на оценку промышленной значимости формирующихся здесь россыпей. С металлогенической позиции допускается привнесение на территорию основной части зерен рудных минералов, а в прогнозных построениях уделяется исключительное внимание путям их транспортировки без учета местных источников питания. При этом игнорируются данные о разнофракционном (по крупности) составе тяжелых минеральных зерен из русловых аккумуляций речного осадка. Такими сведениями, в частности, обладает практика старательского промысла золота на Русской и Сибирской платформах и дражной отработки в Зейской впадине Приамурья, а также разведочных работ в пределах депрессионных зон Восточного Саяна. Так, в результате черпакового опробования русловых отложений р.Вилуй в пределах Центрально-Якутской низменности (отчет ГЕОЛКОМ за 1929 г.) появились сведения о находках самородков золота и платины, тогда как в современной научной литературе провинция охарактеризована исключительно мелким размером зерен этих минеральных компонентов. Примеры такого несоответствия данных можно продолжить. Между тем, акватории крупных рек более 100 лет интенсивно эксплуатируются речниками и представляют собой арену создания колоссальных объемов перемещенных масс речного грунта, возникающих при выполнении дноуглубительных и добычных (строительные материалы) работ. В конце XX в. Ленским речным пароходством была поставлена задача оценить возможность попутной минеральной заготовки с учетом золотой специализации. Результаты решения данной задачи предлагаются нами к обсуждению.

Минеральное струеобразование в составе речного осадка. На дне реки в составе намывных гряд при сочетании благоприятных геологических и гидрологических факторов природного обогащательного процесса накапливаются тяжелые минеральные частицы в виде минеральных струй с метрическими параметрами вмещающих их донных аккумулятивных образований. В их пределах снижение степени насыщенности осадка минералами тяжелой фракции отмечается к периферии. Таким образом, под минеральной струей понимается разновидность речных отложений, отличающаяся составом и количественными соотношениями минеральных зерен. Понимание струи как геометрического тела предполагает его вытянутость в одном направлении. В речном русле такая форма накопления порций осадка предопределена шнуровидной структурой (внутренние течения) транспортирующего минеральные частицы водного потока. Под воздействием внутренних течений минеральные частицы группируются в продольные к речному руслу полосы, которые являются элементом переноса твердых компонентов в водном потоке [3]. Каждый из таких винтообразных «шнуров» текущей воды, взмучивая ранее отложившийся осадок, вымывает из него легкие минеральные зерна, увеличивая таким образом долю тяжелых частиц. Такое упрощенное понимание механизма накопления последних в речном осадке более всего бытует в современной научной литературе, но оно способно лишь объяснить форму минеральной залежи, совершенно не отвечая на вопрос об ее локализации на участке речного русла. С этой позиции не понятна и сама кинематика образования россыпного слоя, имеющего, как известно, метрические параметры и формирующегося при условии наложения и причленения друг к другу относительно разновозрастных порций шнуровидных концентраций. Условия такие специфичны и в данной публикации рассматриваются лишь схематично со ссылкой на более ранние публикации [1, 2]. Основное внимание обращено на литологическое разнообразие минеральных струй в дифференцированном аллювии.

Методика работ. При детализации шлихового ореола золота в пределах современной прирусловой отмели р.Лена в районе устья р.Пеледуй был выполнен прогноз россыпеобразования на нижних, скрытых водой, этажах аккумуляции речного осадка (рисунок). В качестве методической основы поисковых работ в пределах речной акватории была принята ранее предложенная и опробованная модель россыпеобразования, происходящего на крутой речной излучине [1]. В основу модельных построений положены известные представления Е.В.Шанцера о механизме формирования аллювиальной свиты, отдельные элементы предлагаемой модели находят подтверждение в новейших достижениях технологической минералогии [3]. В модельных построениях минерального струеобразования русло реки представлено в виде гигантской, по масштабам происходящего процесса, природной обогащательной системы с винтообразным движением пульпы (твердый сток реки) в деформирующемся в горизонтальном направлении лотке (русло реки и береговая эрозия). В паводковом русле, занимающем большую часть речной долины, включая прирусловую отмель и пойму, помимо продольной проявлена поперечная циркуляция воды, что и обуславливает винтообразную траекторию движения пульпы. По направлению к бровке поймы скорость движения воды снижается и в осадок последовательно выпадают все более легкие частицы, тем самым увеличивается объем (наслоение, горизонтальное приращение порций осадка)



Местоположение точек отбора геологических проб:

а — план местности; б — разрез речных отложений: 1 — супесь, 2 — песок, 3 — валунник и галечник, 4 — карбонатные породы; 5 — точки отбора проб; проба 1 отобрана из отложений верхнего этажа аккумуляции русловой фации аллювия в интервале 3,5—3,7 м над урезом воды в русле (межень), объем материала обогащения составил 100 л; проба 2 отобрана из отложений нижнего этажа аккумуляции русловой фации аллювия с поверхности донной формы речного наноса под толщей воды с глубины 5 м в русле (межень), объем материала обогащения составил 420 л

каждой фации и аллювиальной свиты в целом. Такое направленное изменение крупности усложняется на участке россыпеобразования грядовым рельефом дна паводкового русла. На гребне гряд в сторону их подвалья наблюдается резкое уменьшение скорости течения речной воды [4], а структура ее потока претерпевает здесь изменения, названные гидрологами «кинематическим эффектом», которые способствуют более полному осаждению тяжелых минеральных частиц — в составе речного осадка образуется литологически обособленная зона (минеральная струя), протяженная вдоль гребня его грядообразного наноса. Подобный эффект в той или иной мере проявляется на всех без исключения аккумулятивных формах рельефа дна русла. При этом контрасты перепада скорости поперечной циркуляции водного потока и связанная с этим степень насыщенности осадка тяжелыми минеральными частицами изменяются по гипсометрическим уровням отложения последнего, что придает сформированной толще аллювия характер многослойной россыпной залежи. Наиболее значительные содержания тяжелых минеральных зерен соответствуют самым высоким гипсометрическим уровням аккумуляции речных отложений, которая осуществляется в местах перелива полых вод на поверхность поймы.

С учетом специфики предстоящего опробования в экспедиционное плавание было снаряжено транспортное судно, оснащенное техническими средствами отбора донного грунта и его обогащения на палубной площадке. В качестве обогащающего устройства, как технологической основы возможного заготовительного производства, были предложены винтовые аппараты гравитационного обогащения, моделирующие при работе структуру природного руслового потока на крутой речной излучине [3] и отвечающие, таким образом, как нельзя лучше механизму природного процесса минерального струеобразования. Сеть опробования донного грунта представляла собой ряд профилей, заложенных поперек русла реки, точки пробпоотбора на которых располагались с учетом рельефа дна русла. С этой целью предварительно было выполнено измерение глубин воды в русле с созданием карты донных форм аккумуляции речного осадка. Объем точечных заготовок грунта составлял несколько

кубометров, из которых отбирались представительные пробы. Результаты их литологического изучения на двух наиболее гипсометрически удаленных точках аккумуляции в современном русле и предложены в качестве характеристики объектов опробования.

Береговые намывные косы представляют собой грядообразные формы речной аккумуляции, формирующиеся на выпуклом (пойменном) берегу. За счет них происходит приращение новообразованных сегментов поймы. Намывные косы — наиболее крупные и доступные для опробования аналоги донных, скрытых водой аккумулятивных гряд, и потому заслуживают особого внимания. Кривизна речной излучины, на которой формируется косовой нанос речных отложений, выступает в качестве критерия мощности речного наноса и степени насыщенности «струй» минеральными компонентами. Так, на намывных косах двух соседствующих, но разных по кривизне излучин (в пределах участка измерений акватории реки) выше-названные параметры речной аккумуляции разнятся в три—четыре раза. На косе, сформированной на более крутой излучине, высота лишь надводной части наноса речного осадка достигает 6 м (существенно валунно-галечные отложения). Отложения косы в большей степени насыщены тяжелыми минеральными компонентами, в т.ч. и золотом, содержание которого в пробах достигает здесь 1,645 г/м³. В составе тяжелой фракции этих проб резко преобладают минеральные зерна повышенной плотности: магнетита (33,5%), граната (11,9%), ильменита (7,5%). Приблизительно 70% массы тяжелых минеральных зерен, в т.ч. и золота, относится к ситовому классу 0,1—0,25 мм. Размер отдельных золотинок составляет в поперечнике 1,30×0,75 мм при толщине 0,1 мм и массе 1,5 мг. Средняя же масса одного зерна золота невелика и составила в объекте опробования лишь 0,032 мг. Заметим, что в составе донных минеральных струй масса знака золота на два порядка больше (табл. 1).

Вся косовая форма речной аккумуляции представляет собой единую минеральную струю речного осадка с сезонным нарастанием объема горной массы. Результатами опробования установлено постепенное убывание степени насыщенности тяжелым компонентом от ее центра к периферии минеральной залежи. В ее составе метрические параметры полезного пласта определяются по среднему содержанию одного или группы минеральных компонентов, а, возможно, и по содержанию всей массы тяжелых минеральных зерен, товарная реализация которой способна обеспечить рентабельность добычного производства. Запас минеральных компонентов без учета существующей на них товарной кондиции распространяется на всю аккумулятивную форму. Ее протяженность составляет здесь 400 м при средней ширине 40 м. За среднюю мощность продуктивной части отложений предлагается принять их надводную (межень) часть, разрез которой был вскрыт канавой в средней части косы и по мощности составил 3 м, что позволяет оценить объем горной массы речного грунта в контуре возможной минеральной заготовки приблизительно 48 тыс.м³. Среднее содержание золота по шести интервалам опробования стенки канавы составило 0,5 г/м³, и его запас металла в объеме косовой залежи оценивается в 24 кг с учетом химических примесей (средняя проба золота 850—900°/∞). При этом возможна заготовка в виде концентратов обогащения около 3 тыс.м³ массы тяжелых минеральных зерен, главным образом, магнетита (около 60%).

Донные формы аккумуляции речного осадка фиксировались в процессе замера глубины воды участка речной акватории. В условиях значительной ширины последней (до 900 м), а также скорости течения реки (около 1 м/с) картирование, а затем и опробование слагающих отложений с учетом выявленных форм рельефа оказалось очень трудно-

1. Результаты количественных (массовых) и морфометрических определений россыпного золота из проб современных русловых отложений р.Лена в районе устья р.Пеледуй

Размерный класс золота, мм	Проба 1				Проба 2			
	Масса, мг			Соотношение минеральных типов: пл/тб	Масса, мг			Соотношение минеральных типов: пл/тб
	Вся навеска		Знак (среднее), мг		Вся навеска		Знак, мг	
	мг	%			мг	%		
>1	—	—	—	—	65,10	65,1	3,176	4/1
1—0,75	—	—	—	—	18,55	18,5	1,613	3/1
0,75—0,5	1,15	1,4	0,287	Пл.	6,60	6,6	0,660	2/1
0,5—0,4	1,25	1,5	0,156	Пл.	6,25	6,2	0,288	1/1
0,4—0,3	4	4,9	0,0851	7/1	1,40	1,4	0,127	1/1,5
0,3—0,25	8	9,8	0,0550	2/1	1,20	1,2	0,068	
0,25—0,2	23,70	28,9	0,0323	1,5/1	1	1	0,0233	1/2
0,2—0,16	22,50	27,4	0,0179	1/1				
0,16—0,1	11,90	14,5	0,0100	1/2				
0,1—0,05	9,50	11,6	0,0057	1/10				
<0,05	Ед. зн.	<0,1	—	Тб.				
Всего	82	100			101	100		
Расчетные показатели:								
Средняя масса знака золота, мг	0,0322				2,430			
Максимальный размер и масса знака золота	0,60-0,75-0,04 мм=0,35 мг				1,65-1,85-0,15 мм=7,25 мг			
Минимальный размер, мм	0,03×0,02×0,02				0,05×0,05×0,02			
Объем пробы, л	100				420			
Содержание золота в исходном материале пробы, мг/м³:								
а) размерный класс >0,5 мм	11,5				215			
б) размерный класс 0,5—0,25 мм	132,5				18			
в) размерный класс <0,25 мм	676				5			
г) общее (валовое)	820				238			
Масса (в кг) и выход (в %) концентрата обогащения пробы	0,80 0,9				2,18 0,3			
Содержание золота в концентрате обогащения, кг/т	0,456				0,109			

П р и м е ч а н и я. 1. Золотины, извлеченные из проб, рассортированы под биноклем по степени уплощенности зерен на условно пластинчато-чешуйчатый (Пл.) и таблитчато-изометричный (Тб.) морфологические разновидности (типы). Отношение среднего поперечного размера золотины к толщине в пределах выделенных морфотипов: Пл.>4; Тб.<4. В таблице отражено их количественное соотношение в каждом классе крупности зерен. 2. Расчет средней массы знака золота в целом по пробе выполнен по методу средневзвешенного, т.е. с учетом выхода классов крупности зерен.

емким и длительным процессом. Результаты изучения рельефа дна р.Лена в районе устья р.Пеледуй показали существование между соседними плесами сравнительно ровных поверхностей аккумуляции, протяженных на сотни метров вдоль русла и с глубинами залегания 4—5 м (замеры 10.10.97 г. — межень). В пределах самих плесовых ложбин обнаружились рельефно выраженные грядовые формы наноса с расположением гребня под углом к стремню речного потока и с превышением 3—4 м над тальвегом русла. В период летней межени эти формы речной аккумуляции способны осложнить судовую обстановку на участке русла и потому могут быть предметом полезной выемки грунта с попутным извлечением содержащихся в нем минеральных компонентов. Как показывает практика регламентных дноизмерительных работ, объем грунтовой выемки способен вновь восстанавливаться в последующие паводковые циклы. По технической причине пробы донного грунта отбирались лишь с поверхности грядового наноса, тогда как мощность его, согласно рельефным построениям, составляет 2—2,5 м. При ширине около 50 м и протяженности 500 м он способен обеспечить объем выемки валунно-галечного грунта (с песчаным заполните-

лем) в размере около 50 тыс.м³. Среднее содержание частиц золота в данном объеме грунта составляет 0,2 г/м³, что позволяет рассчитывать на заготовку примерно 10 кг сравнительно крупного золота — среди извлеченных частиц преобладает массовая доля размерного класса более 0,5 мм со средней массой одного знака 2,43 мг и средней пробой 900—950‰.

Обособленность литологических показателей речного осадка различных этажей аккумуляции показана в табл. 2. К сопоставлению в ней представлены результаты гранулометрического анализа пробы исходного материала речных отложений, минеральных концентратов их обогащения и тяжелых минеральных зерен из литологических проб. Эти результаты в сопоставлении с данными подобного анализа материала минеральных концентратов призваны дать оценку качества проведенной обогатительной операции с применением винтовых гравитационных аппаратов. В табл. 2 приведены также фиксированные параметры по каждой группе определений.

При сопоставлении следует обратить внимание, прежде всего, на фиксированный параметр –1 (выход размерного класса –1 мм), значения которого почти в 2 раза больше в

2. Результаты общего гранулометрического анализа

Размерный класс, мм	Литологические пробы (класс –1 мм)		Тяжелая фракция литологических проб		Концентраты обогащения			
					целиком		в т.ч. легкая фракция	
	Проба 1	Проба 2	Проба 1	Проба 2	Проба 1	Проба 2	Проба 1	Проба 2
1—0,5	10,5	36,5	2,7	18,2	0,8	14,6	4,8	44,2
0,5—0,25	49,0	54,0	33,7	51,6	13,4	35,8	51,3	49,1
0,25—0,1	29,9	7,5	56,3	27,0	79,6	45,1	40,5	5,9
0,1—0,02	5,4	1,0	—	—	—	—	—	—
<0,02	5,2	1,0	7,3	3,2	6,2	4,5	3,4	0,8
<i>Фиксированные параметры</i>								
Выход размерного класса –1 мм в исходном материале пробы, %	60—50	30—40						
Выход тяжелой минеральной фракции (в %), плотность более 2,9 г/см ³			18,5	5,2				
Выход концентрата в составе исходной пробы (100 л=200 кг), %					0,9	0,3		
Выход легкой фракции минералов в составе концентрата (в %), плотность менее 2,9 г/см ³							12,9	37,4

Примечание: пробы грунта отобраны из надводной (проба –1) и подводной (проба 2) форм аккумуляции речных отложений.

пробах речного осадка надводной формы аккумуляции. Грунт подводной формы отличается грубозернистостью и дефицит мелкозернистых и пылевато-глинистых частиц (размерный класс менее 0,1 мм). Характеристика этого осадка дополняется низким выходом тяжелых минеральных зерен. Как следствие этого, при обогащении донного осадка достигается сравнительно меньший выход минерального концентрата.

Качество обогащения проб подчеркивается схожестью гранулометрического спектра тяжелых минеральных зерен исходного материала отложений (литологические пробы) и материала минерального концентрата их обогащения на винтовых аппаратах.

В табл. 1 предложены показатели качества дифференциации минеральных зерен по этапам аккумуляции речных отложений на примере золота. В сопоставлении, помимо размера, учтены форма и масса его частиц.

В заключение отметим следующее. Опробованием отложений русловой фации аллювия установлено насыщенное россыпеобразование мелких и тонких частиц золота в пределах акватории мегатока, каким является р. Лена в среднем течении. Подтвержденный прогноз залежи золота, основанный на предложенной ранее модели россыпеобразования в руслах более малых рек, доказывает универсальность теоретических построений: применимость для водотоков различных порядков и различных гипсометрических уровней аккумуляции речного осадка.

Литологический состав минеральных «струй», формирующихся на различных этапах речной аккумуляции, соответствует вмещающей фации (субфации) аллювия, а их разобщенность в разрезе осадочной толщи отвечает грядобразной форме поверхности осадконакопления. В генетическом ряду аллювиальных россыпей эти минеральные накопления отнесены к россыпепроявлениям косового типа, т.е. в характере распределения тяжелых минеральных компонентов имеют место одни и те же закономерности. Можно сделать вывод, что косовое россыпеобразование проходит в русле реки одновременно на различных

этапах аккумуляции осадка с образованием многослойной россыпной залежи. Проявленная в русловом аллювии сопряженность крупности накапливающегося золота с составом вмещающего аллювия предполагает рассмотрение результатов шлихового опробования с учетом фации аллювия.

Россыпной пласт в объеме русловой фации включает горизонты различного технологического качества возможной минеральной заготовки. Причем осадок нижних этажей аккумуляции предпочтительнее при ориентации заготовки на россыпное золото. Качество обогатимости сырья достигается здесь за счет крупности минеральных зерен, более низкого содержания сопутствующих золоту тяжелых минералов, а также незначительной доли пылевато-глинистых частиц (весомый показатель экологической нагрузки на окружающую среду). Следует отметить правильность выбора типа обогатительного устройства при получении минеральных концентратов. Применение винтовых гравитационных обогатительных аппаратов при создании концентратов, сохраняет представительство тяжелых минеральных зерен всех размерных классов речного осадка в спектре измерений от 1 до 0,05 мм.

Благодарим за организацию русловых исследований руководителя Департамента речного транспорта РС (Я) В.Н.Смердова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов А.А. Понятная модель образования золотоносных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 73–77.
2. Блинов А.А. Натурная интерпретация теоретической модели формирования аллювиальных россыпей косового типа // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 21–24.
3. Иванов В.Д., Проконьев С.А. Винтовые аппараты. — М.: «Даски», 2000.
4. Маккаев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.
5. Шанцер Е.В. О генетических типах континентальных отложений и связанных с ними россыпей // Геология россыпей. М., 1965. С. 14–27.

Новый промышленный тип россыпей алмазов в Якутской алмазоносной провинции

В.И.ШАТАЛОВ, С.А.ГРАХАНОВ, А.Н.ЕГОРОВ, Ю.В.САФЬЯННИКОВ

Разведанные среднепалеозойские (В.И.Шаталов, В.П.Тарабукин, В.С.Боланев, М.Д.Томшин, 1999) кимберлитовые трубки Нюрбинская и Ботубинская Средне-Мархинского района Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) в надтрубочном и околотрубочном пространстве сопровождаются одноименными мезозойскими россыпями ближнего сноса с родственной алмаз-хромшпинель-пироповой ассоциацией кимберлитовых минералов.

Россыпные месторождения приурочены к северо-западному борту Вилуйской синеклизы (рис. 1) и локализованы в карстовых, эрозионно-карстовых и эрозионных формах палеорельефа.

Вмещающая россыпи мезозойская терригенная формация в пределах Накынского рудно-россыпного поля залегает на размытой поверхности нижнепалеозойского карбонатного основания и элювиальных образованиях позднепермской коры выветривания, развитой на терригенно-карбонатных породах нижнего ордовика, дайках траппов и трубках кимберлитов. Уточненная нами стратиграфическая схема мезозойских алмазоносных отложений северо-западного борта Вилуйской синеклизы приведена в таблице. Продуктивность формации прямо связана с

мощностью мезозойского эрозионного среза кимберлитовых трубок, который составляет 30–40 м при суммарном среднепалеозойско-мезозойском срезе 400 м.

В геологическом строении россыпей Накынского кимберлитового поля (НКП) участвуют подстилающие карбонатные породы ордовика, породы кимберлитовых трубок, продуктивные континентальные отложения дяхтарской толщи (T_3-J_{1dh}) и укугутской свиты (J_{1uk}), слабоалмазоносные прибрежно-морские осадки тунгусской свиты (J_{1tn}) и неалмазоносные морские и дельтовые терригенные образования сунтарской (J_{1sn}) и якутской (J_{2jak}) свит.

Плотиком россыпей служат обломочно-глинистые образования позднепермской коры выветривания мощностью от 1 до 20 м, развитые на породах ордовика и кимберлитах. Палеорельеф плотика, сформированный в результате карстовых и эрозионных процессов, характеризуется сочетанием отрицательных и положительных морфоструктурных элементов с вариациями абсолютных отметок от 118,8 до 193,2 м и относительными превышениями до 74,4 м. Контрастные понижения рельефа характерны для флангов кимберлитовых трубок, где широко проявлены приконтактово-карстовые полости.

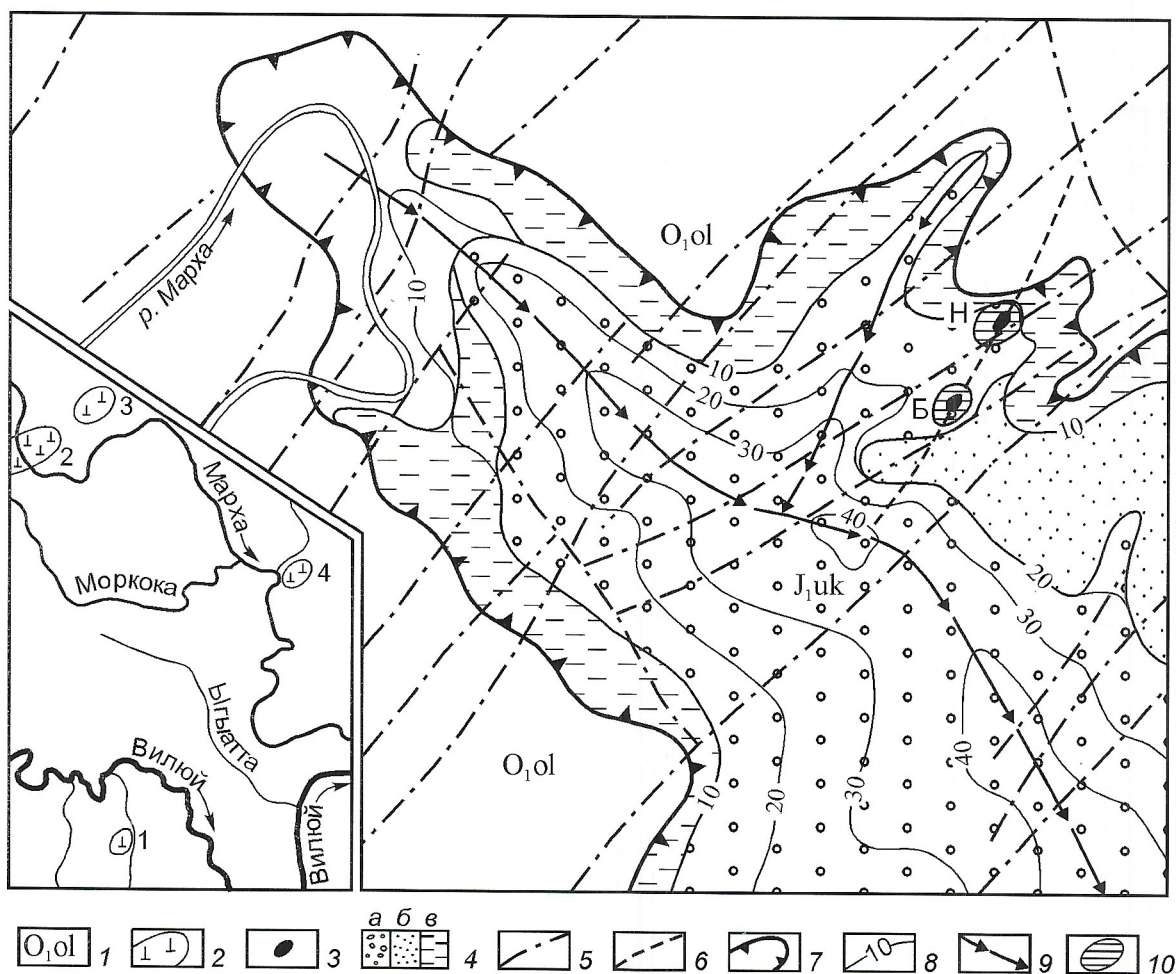


Рис. 1. Морфоструктурная позиция россыпей алмазов на раннеюрское время:

1 — нижнепалеозойский кимберлитовмещающий покров; 2 — среднепалеозойские кимберлитовые поля (1 — Мирнинское, 2 — Ала-кит-Мархинское, 3 — Далынское, 4 — Накынное); 3 — кимберлитовые тела Накынского поля; 4 — литотипы пород базального горизонта укугутской свиты (J_{1uk}) (а — конгломераты и гравелиты, б — песчаники (пески), в — алевролиты); 5 — разломы, залеченные дайками долеритов; 6 — рудовмещающий разлом «Диагональный»; 7 — Уолбинская депрессия; 8 — изопакхты укугутской свиты, м; 9 — тальвеги коротких палеоводотоков (направление сноса); 10 — разведанные россыпи алмазов (Н — Нюрбинская, Б — Ботубинская)

Стратиграфическая схема мезозойских отложений северо-западного борта Вилюйской синеклизы

Система	Отдел	Ярус	Утвержденная стратиграфическая схема [2] (Бассейн рек Тюнг, Марха, среднее течение р. Вилюй)		Рабочая стратиграфическая схема (междуречье рек Марха и Тюнг в их среднем течении)		Подъярус	Ярус	Отдел	Система
Юрская	Средний	Батский	Якутская свита (105-240м)	Песчаники, глины, прослои углей с <i>Rafaelia kirinae</i>	Якутская свита (до 240 м)	Третья пачка. Песчаники, алевролиты, линзы углей. До 185 м	Байосский-Батский	Средний	Юрская	
				Алевролиты, глины, песчаники с <i>Mytiloceras</i> sp. и др.		Вторая пачка. Алевролиты, аргиллиты, линзы песчаников с <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>Macleania kelimyarensis</i> , <i>Arctica humiliculinata</i> . До 50 м				
				Песчаники с <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>Mytiloceras lucifer</i>		Первая пачка. Песчаники, линзы конгломератов				
		Ааленский		Ааленский	Лохаинские слои. Глины, алевролиты, песчаники с <i>Camptonectes</i> sp., <i>Arctotis similis</i> , <i>Modiolus numismalis</i> , <i>Riyadhella syndacoensis</i> , <i>Lenticulina nordvikensis</i>	Четвертая пачка. Алевролиты, песчаники и линзы сидеритов с <i>Arctotis marchaensis</i> , <i>Macleania kelimyarensis</i> , <i>Oxytoma jacksoni</i> , <i>Modiolus numismalis</i> , <i>Pseudomytiloides marchaensis</i> . 12-23 м				
	Ааленский		Ааленский		Верхнесунтарские слои. Глины, алевролиты с <i>Pseudomytiloides marchaensis</i> , <i>Arctotis marchaensis</i> , <i>Oxytoma jacksoni</i> , <i>Pseudolioceras alienum</i>	Третья пачка. Алевролиты разнозернистые и крупнозернистые с <i>Pseudolioceras compactile</i> , <i>Ps. wurtenbergeri</i> , <i>Arctotis marchaensis</i> , <i>A. similis</i> , <i>Pseudomytiloides marchaensis</i> , <i>Modiolus numismalis</i> , <i>Tancredia bicarinata</i> . 2-15 м				
		Тоарский		Сунтарская свита (27-50 м)	Нижнесунтарские слои. Глины, алевролиты с <i>Zugodactylites monestieri</i> , <i>Dactylioceras athleticum</i> , <i>D. commune</i> , <i>Harpoceras</i> cf. <i>exaratum</i> , <i>Eleganticeras elegantulum</i> , <i>Kolymoceras viluense</i>	Вторая пачка. Глинистые алевролиты с <i>Dactylioceras athleticum</i> , <i>D. commune</i> , <i>Dactryomya inflata</i> , <i>Pseudomytiloides mytilleformis</i> . 10-28 м				
	Тоарский		Сунтарская свита (27-50 м)		Нижнесунтарские слои. Глины, алевролиты с <i>Zugodactylites monestieri</i> , <i>Dactylioceras athleticum</i> , <i>D. commune</i> , <i>Harpoceras</i> cf. <i>exaratum</i> , <i>Eleganticeras elegantulum</i> , <i>Kolymoceras viluense</i>	Первая пачка. Аргиллиты. <i>Harpoceras exaratum</i> , <i>Eleganticeras elegantulum</i> , <i>Dactryomya inflata</i> , <i>Tancredia bicarinata</i> . 5-22 м				
		Нижний		Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>		р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>
	Плинсбахский		Тюнгская свита (75 м)			Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
				Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>			
	Плинсбахский		Тюнгская свита (75 м)			Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>			
		Нижний		Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>		р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)		Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>			Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	Верхний	Плинсбахский
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>					
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	Верхний	Плинсбахский
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>					
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	Верхний	Плинсбахский
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>					
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	Верхний	Плинсбахский
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>					
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	Верхний	Плинсбахский
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>					
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	Верхний	Плинсбахский
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>					
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	Верхний	Плинсбахский
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>					
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Тюнгская свита	р. Тюнг Алевролиты, аргиллиты, песчаники (до 45 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	р. Марха Алевропесчаники с галькой и валунами (0,5-10 м) с <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Velata viligaensis</i> , <i>Tancredia kuznetsovi</i>	Верхний	Плинсбахский
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>					
			Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)				Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17-40 м) с <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax spinosus</i> , <i>H. laevigatus</i> , <i>Meleagrinella tiungensis</i> , <i>Myophoria lingonensis</i>				
		Нижний	Плинсбахский	Тюнгская свита (75 м)	Алевролиты и песчаники внизу (5-15 м) и вверху (5-20 м), в средней части глины (17					

PZ₁PZ₁PZ₁

Дяхтарская толща.
Карстовые образования - пестроцветные алевролиты и аргиллиты со щебнем брекчий, конгломераты, песчаники, углистые аргиллиты, линзы углей, сидеритов.

До 65м

Продуктивные отложения дяхтарской толщи (T_3-J_1dh). В дяхтарское время (рэт—начало раннего плинсбаха) в районе НКП сформировалась карстовая алмазоносная формация мощностью до 65 м, вмещающая новый для ЯАП промышленный тип россыпей. Образованию этой формации предшествовала поздне триасовая эпоха корообразования, которая была и эпохой интенсивного развития карста, сыгравшего большую роль в становлении и сохранении мезозойских россыпей алмазов. Наибольшее количество карстовых и эрозионно-карстовых форм рельефа (депрессий) отмечено в районе кимберлитовых трубок Ботуобинская и Нюрбинская, на контакте с которыми они вмещают россыпи алмазов. Выявленные карстовые палеодепрессии принадлежат в основном открытому типу. На северо-восточном фланге трубки Ботуобинская отдельными скважинами вскрыт подземный карст. Депрессии имеют вытянутую, редко изометричную форму северо-восточной и северо-западной ориентировки, согласующейся с направлениями разломов Вилуйско- и Средне-Мархинской систем, крутые борта и глубину 30—65 м. Отложения дяхтарской толщи, заполняющие эрозионно-карстовые депрессии, представлены исключительно продуктами перемыва и перетотложения средне-поздне триасовой коры выветривания, развитой на породах нижнего ордовика, интрузиях траппов и на кимберлитах. Состав отложений довольно пестрый и носит «мусорный» облик. Среди них выделяются следующие литогенетические типы: 1) провальные и обвально-оползневые глыбовые брекчии; 2) коллювиальные щебеночные и среднеобломочные брекчии; 3) делювиальные разнообломочные вторичные кимберлитовые брекчии; 4) обломочно-глинистые отложения делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфов — щебенчатые алевролиты и аргиллиты пестрой окраски; 5) отложения грязекаменных селевых потоков — пестроцветные глинистые алевролиты с щебнем и галькой, разнообломочные брекчии с обособлениями песчано-галечного материала; 6) аллювиальные отложения карстовых рек — железистые конгломераты, гравелиты, косослоистые песчаники; 7) пролювиально-озерные отложения — пестроцветные редкощебенчатые алевролиты и аргиллиты с линзами глинистых гравелитов, включениями обугленной растительности, бобовин и оолитов гетита, магнетита, лимонита; 8) озерные и озерно-болотные отложения — углистые аргиллиты, отбеленные аргиллиты, линзы угля.

По данным полных минералогических анализов, тяжелая фракция дяхтарской толщи вблизи трубки Ботуобинская характеризуется (в %) хромит (1,9)-пироп (28,1)-ильменитовой (64,1) ассоциацией. Альмандин, гроссуляр, ставролит, дистен, пироксен, циркон и рутил присутствуют в виде редких знаков. Тяжелая фракция железистых конгломератов представлена (в %) сидеритом (35,5), магнетитом (33,2), лимонитом (2,4), гематитом (0,7), лейкоксеном (0,2), рутилом (0,1), дистеном (0,1).

По данным микронзондового анализа, в коре выветривания обеих трубок наблюдается относительное увеличение содержания пиропов и уменьшение содержания хромшпинелидов алмазной ассоциации по сравнению с кимберлитами коренных источников. В базальных горизонтах мезозойских отложений на трубках и в непосредственной близости от них содержания пиропов в отдельных пробах достигает 34,4% массы тяжелой фракции класса $-0,5$ мм и 72,5% $-1,0+0,5$ мм при значительном содержании зерен, размером более 1 мм. Содержание хромшпинелидов составляет до 10,6% в классе $-0,5$ мм и до 28,4% в классе $-1,0+0,5$ мм. Существенное отличие шлиховых проб из базальных горизонтов мезозоя от таковых коры выветривания кимберлитов — значительное уменьшение содержания пироп-альмандинов из ксенолитов пород фундамента. В составе глинистой составляющей пород установлено

присутствие каолинита, гидрослюда, минералов группы монтмориллонита, представленных нонтронитом.

Продуктивные отложения укугутской свиты (J_1uk) площадного плащеобразного распространения с размывом перекрывают алмазоносные отложения дяхтарской толщи и образования кор выветривания на кимберлитах и породах нижнего ордовика. Свита представлена в основном континентальными осадками прибрежной (приморской) равнины: алевролитами, аргиллитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность их изменяется от 1,5 до 18 м. Ее резкое сокращение (1,5—3,5 м) над трубкой Нюрбинская — свидетельство возвышенной диспозиции тела во время формирования отложений свиты. Грубообломочные базальные горизонты свиты вмещают верхнюю залежь россыпей, в которой в пределах россыпи Нюрбинская сосредоточены основные запасы алмазов.

Продуктивный горизонт укугутской свиты россыпи Нюрбинская неоднороден по составу и строению. В теле залежи выделяются следующие литогенетические разновидности пород: брекчиевидные конгломераты и гравелиты делювиально-пролювиального и пролювиального генезиса, гравелитистые алевролиты и алевролиты с редким гравием пролювиального и пролювиально-озерного генезиса. В разрезах они связаны постепенными или резкими литофациальными переходами.

В пределах россыпи Ботуобинская продуктивные породы укугутской свиты представлены гравелитами пролювиального генезиса и галечно-песчаными отложениями конусов выноса рек. Гравелиты слагают линзовидные веерные тела в составе россыпи. Относительно крупная линза установлена на южном фланге трубки. Гравелиты обычно имеют светло-серую окраску из-за обилия обломков отбеленных доломитов и маршаллитизированных кремнецветных пород, составляющих 90—98% объема грубообломочного материала, содержание которого изменяется от 50 до 80% общей массы породы. Примесь мелкой (1—3 см) гальки 10—15%. Окатанные гальки и гравий привнесенных пород представлены черными и коричневыми кремнями, кремневыми оолитовыми породами, реже кварцем, единичными гальками кремнецветных пород с полированной поверхностью. В южном обрамлении трубки в цементе пород содержится древесина кимберлитов. Мощность продуктивных гравелитов 0,1—1,4 м.

На большей части участка россыпи продуктивный горизонт укугутской свиты сложен слабосцементированными серыми и светло-серыми олигомиктово-кварцевыми по составу песчаниками с примесью галечно-гравийного материала в количестве от 5 до 20%. Породы разнозернистые с преобладанием мелкозернистой фракции. Содержание песчаной фракции составляет 40—60%. Цемент представлен глинисто-алевритовым материалом. Гравий и мелкие гальки, сложенные кремневыми породами и кремнями, образуют линзовидные скопления либо находятся в рассеянном состоянии. Продуктивные галечно-песчаные отложения вверх по разрезу сменяются неалмазоносными песчаниками. Мощность пласта галечно-песчаного состава изменяется от 0,5 до 2,4 м.

По результатам литологических анализов, породы продуктивной залежи укугутской свиты характеризуются олигомиктово-кварцевым составом крупноалевритовой легкой фракции. В составе минералов тяжелой фракции, как и в дяхтарской толще, доминируют аутигенные сидерит и пирит, ильменит из траппов. В меньшем количестве отмечены эпидот, альмандин, турмалин, дистен, ставролит, пироп, хромшпинель и другие минералы. Количество главных минералов варьирует в широких пределах, при этом относительное количество ильменита в составе тяжелой фракции заметно увеличивается. Минералы кимберлитового генезиса образуют алмаз-хромшпинель-пироповую ассоциацию с полным отсутствием пикроильменита.

Содержания их весьма неравномерные: от единичных знаков до тысяч на пробу, объемом 10 л. Соотношение пиропов и хромшпинелей примерно 3:1. Размеры зерен пиропов достигают 4 мм при резком преобладании (около 95%) гранулометрического класса –1 мм. Более 90% зерен пиропов имеют коррозионную поверхность без признаков механического износа. В цветовой гамме доминируют (95%) пиропы красно-фиолетового цвета. Размеры зерен хромшпинелей не превышают 2 мм. Обычны зерна с очевидными признаками коррозии. Отмечены единичные выделения хромдиопсида. По всем основным параметрам минералы спутники алмаза (МСА) из продуктивного пласта укугутской свиты идентичны таковым из кимберлитов трубок Нюрбинская и Ботубинская.

Алмазоносность россыпей. По существующей классификации, россыпь Нюрбинская следует отнести к уникальным по запасам месторождениям с высоким содержанием алмазов, россыпь Ботубинская — к средним по запасам россыпям с высоким содержанием алмазов.

Продуктивный пласт обеих россыпей представлен нижней (дахтарская толща) и верхней (укугутская свита) залежами, слагающими единый пласт. В морфологическом отношении нижняя полигенная залежь представляет собой россыпь карстовых полостей, воронок и эрозионно-карстовых депрессий линзовидной и плашевидной форм преимущественно делювиально-пролювиального, пролювиального и пролювиально-озерного генезиса. Верхняя залежь относится к категории россыпей конусов выноса пластовой формы пролювиального и пролювиально-озерного генезиса. Уровень алмазоносности обеих свит существенно повышается по мере приближения к кимберлитовым трубкам. Основные запасы алмазов дахтарской толщи приурочены к эрозионно-карстовым депрессиям, развитым в зоне контакта кимберлитовых тел с вмещающими карбонатными породами. Россыпи Нюрбинская и Ботубинская — классические россыпи ближнего сноса.

Россыпь Нюрбинская к настоящему времени не оконтурена. Разведан участок близ кимберлитовой трубки. Границы площади россыпной алмазоносности определены по литолого-минералогическим критериям путем оконтуривания ореола повышенных содержаний МСА в грубообломочных отложениях укугутской свиты. Правомочность оконтуривания россыпей по данным критериям апробирована на примере древних россыпей Мало-Ботубинского алмазоносного района (В.И.Шаталов) и мезокайнозойских россыпей севера ЯАП (С.А.Граханов, 2000), для которых выявлена прямая связь между содержаниями алмазов и минералов-спутников.

Распределение алмазов в россыпи весьма неравномерное, гнездово-струйчатое. Максимальной продуктивностью характеризуются россыпные коллекторы над трубкой и в ближайшем околотрубном пространстве. Эта тенденция наиболее четко выражена в породах дахтарской толщи. Для укугутской свиты точки с высокими содержаниями алмазов отмечены по всей площади россыпи.

Основная особенность распределения алмазов в вертикальном разрезе россыпи, в первую очередь, определяется наличием двух разновозрастных алмазоносных залежей и их литологией. Породы укугутской свиты более алмазоносны: зафиксировано относительно пониженное число проб с нулевыми содержаниями и повышенное со средним содержанием, превышающим каратный уровень. В составе верхней укугутской залежи выделены две основные разновидности алмазоносных пород: мелкогалечные конгломераты с глинисто-алевритовым цементом и гравелитистые алевролиты. Максимальная алмазоносность этих пород превышает десятки карат в тонне породы. Распределение проб по уровню содержаний в литологических разностях укугутской свиты Нюрбинской россыпи, по данным Ботубинской экспедиции, приведено ниже.

Литологические разности	Уровень содержаний, количество проб, %	
	Непромышленный	Промышленный
Конгломераты мелкогалечные, 56 проб	30	70
Алевролиты гравелитистые, 150 проб	45	55

Породы нижней, дахтарской залежи, менее алмазоносны, хотя максимальные содержания равнозначны таковым укугутской свиты. Количество проб, не содержащих алмазы, составляет 36,5%, а с содержанием алмазов свыше 5 кар/т — 10,4%. Среди литологических разновидностей уверенно повышенной продуктивностью выделяются образования дахтарской свиты, содержащие обломки кимберлитов. Распределение алмазов в плане залежи неравномерное: максимум установлен вблизи южного фланга кимберлитового тела и далее концентрированный шлейф алмазов трассируется в юго-западном направлении, т.е. совпадает с направлением переноса материала в дахтарское время. В вертикальном разрезе дахтарской залежи прослежено закономерное снижение уровня алмазоносности в нижней части разреза.

Ситовые характеристики алмазов из нижней и верхней залежей практически не отличаются и аналогичны таковым кимберлитовой трубки Нюрбинская. Высокое содержание алмазов с преобладанием мелких классов послужило основанием для разведки россыпи скважинами.

Россыпь Ботубинская по строению сходна с россыпью Нюрбинская, но отличается более низкой алмазоносностью (рис. 2). Алмазоносный пласт слагают базальные отложения укугутской свиты с повышенным содержанием алмазов над кимберлитовой трубкой и дахтарские образования, выполняющие карстовую воронку, в пределах которой также установлены высокие концентрации алмазов на юго-западном фланге тела. Распределение алмазов в разрезе продуктивного пласта весьма неравномерное, гнездово-струйчатое. Наиболее алмазоносные породы продуктивного пласта — базальные гравелиты укугутской свиты с содержанием алмазов в них до десятков карат в тонне песков. Песчаники с галькой и гравием менее алмазоносны.

В разрезе дахтарской толщи алмазоносны все литологические разновидности пород, выполняющие карстовую воронку. Максимальные концентрации алмазов отмечены в породах, содержащих обломки кимберлитов, и глинистых гравелитах. В этих породах содержание алмазов достигает десятков карат на тонну. В штреке шахты «Надежда», в зоне экзоконтакта, установлена вертикальная карстовая полость, заполненная песчано-дресвяно-гравийным материалом, представленным преимущественно кимберлитами. Порода содержит высокие концентрации пиропов и ураганные алмазы.

Повышенными содержаниями алмазов в дахтарской толще выделяются глинистые гравийники, в которых по частным пробам содержание алмазов достигает нескольких карат на тонну. В основании разреза эрозионно-карстовых депрессий, сложенном щебнисто-глинистыми образованиями провальнo-оползневого генезиса, содержания алмазов значительно ниже и не превышает 1—2 кар/т.

Во всех разновидностях пород в вертикальном разрезе и в плане распределение алмазов весьма неравномерное. Пробы с высоким содержанием чередуются с таковыми, не содержащими алмазов. Максимальные содержания минерала установлены в центральной части эрозионно-карстовой депрессии и в пределах северо-восточного борта, где алмазоносные породы залегают над кимберлитами.

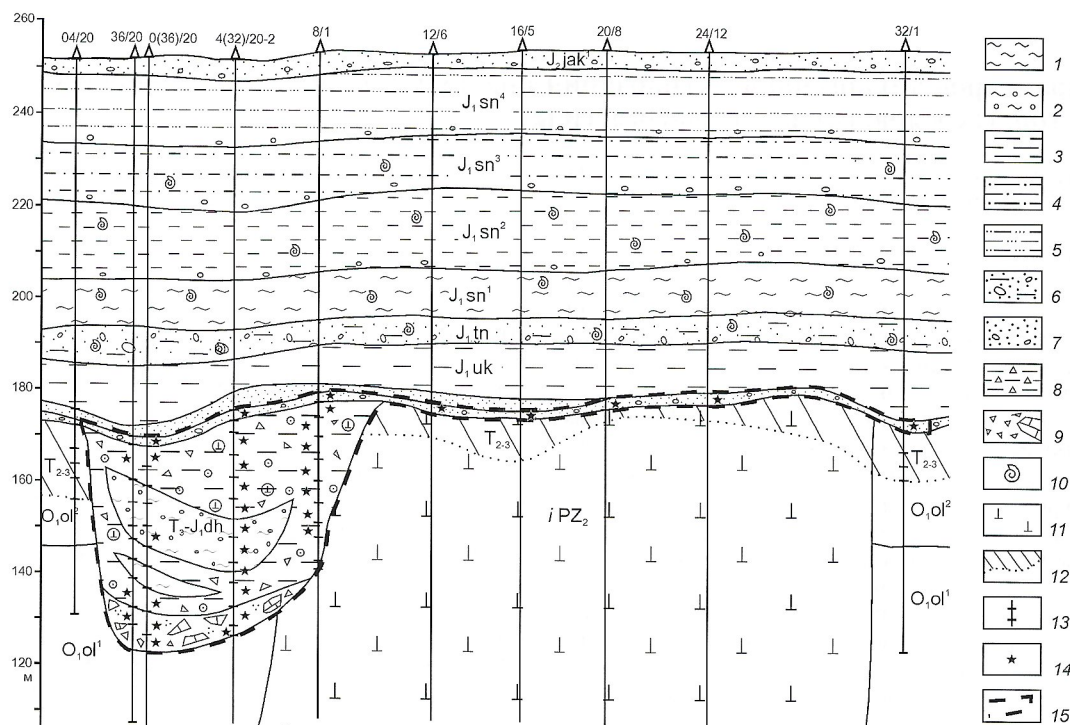


Рис. 2. Россыпь алмазов Ботуобинская:

1 — аргиллиты; 2 — гравелитистые аргиллиты; 3 — алевролиты разномерные; 4 — алевролиты крупномерные; 5 — алевропесчанники; 6 — тонкомерные песчанники с галькой; 7 — песчанники разномерные; 8 — щебенчатые алевролиты; 9 — карстовые брекчии; 10 — находки фауны; 11 — кимберлиты; 12 — кора выветривания; 13 — интервалы отбора керновых проб; 14 — пробы с промышленным содержанием алмазов; 15 — границы продуктивного пласта

Распределение проб по классам содержаний в пределах россыпи Ботуобинская неравноценно и приведено ниже.

Свиты, слагающие пласт	Уровень содержаний, количество проб, %	
	Непромышленный	Промышленный
Укугутская, 51 скважина	70	30
Дяхтарская, 15 скважин	60	40
В целом по пласту, 51 скважина	60	40

Алмазы из коренных месторождений и связанных с ними россыпей изучались в Ботуобинской экспедиции и ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» В.И.Банзеруком и В.И.Коптилем. Распределение алмазов по классам крупности в россыпях и их коренных источниках близкое, но намечается незначительная тенденция снижения доли мелких классов. Несмотря на небольшие изменения ситовых характеристик алмазов, россыпи НКП можно использовать как эталонные объекты россыпей ближнего сноса, т.к. распределение в них алмазов более приближено к коренным источникам, чем в таких россыпях ближнего сноса, как лог Хабардина и россыпь Новинка в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе.

Кристалломорфологические особенности алмазов из россыпей полностью соответствуют алмазам коренных источников. Подавляющее большинство алмазов представлено алмазами первой разновидности (по Ю.Л.Орлову) при равном соотношении ламинарных кристаллов ряда октаэдр—додекаэдр.

Как и в кимберлитах НКП в россыпях встречаются экзотические алмазы IV разновидности (алмазы в оболочке), которые в ЯАП в повышенных концентрациях установлены в трубке Айхал и кимберлитах Лучаканского поля. По данным В.И.Банзерука, отмечены высокие вариации содержаний ламинарных алмазов ряда октаэдр—додекаэдр в зависимости от крупности кристаллов. Характерная особенность алмазов — высокое содержание кристаллов с признаками природного травления. Алмазы характеризуются низкой степенью трещиноватости. Для алмазов характерно невысокое (23,8—29%) содержание кристаллов с твердыми включениями. Среди последних резко преобладают эпигенетические графит-сульфидные включения (18,1—20,6%), реже графитовые (2,5—7,2%). Общее содержание сингенетических включений наиболее низкое по сравнению с известными месторождениями и не превышает 0,9% общего количества кристаллов. Они преимущественно представлены ультраосновной (оливин+хромит, реже пироп малиновый) и эфолитовой (гранат оранжевый+омфацин) ассоциациями.

Из сказанного сделаем следующие выводы.

1. В Якутской алмазоносной провинции открыты новые уникальные россыпные месторождения алмазов, по параметрам алмазоносности сопоставимые или даже превосходящие крупнейшие россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы, месторождения Заира и Анголы.

2. Формирование россыпей связано с позднеэриасовой (ладинской) эпохой корообразования, по завершении которой масса продуктивного материала сформировала конуса выноса от коренных месторождений алмазов, заполнив эрозионно-карстовые депрессии и образовав мощный выдержанный пласт в основании юрских осадков.

3. Разведка таких россыпей возможна скважинами колонкового бурения.

Оценка параметров техногенной активизации опасных геологических процессов в крупных горных выработках открытого типа

А.И.МЕЛЬНИКОВ, С.В.АЛЕКСЕЕВ, В.В.РУЖИЧ, К.Н.ЕГОРОВ, Л.П.АЛЕКСЕЕВА, Е.Н.ЧЕРНЫХ, В.В.ЧЕЧЕЛЬНИЦКИЙ, О.П.СМЕКАЛИН, Г.П.ШМАРОВ, В.А.ПАВЛОВ

Трубка Удачная — один из ведущих поставщиков алмазов в России. Она состоит из двух сопряженных кимберлитовых тел — западного и восточного, выраженных на земной поверхности в виде искаженной восьмерки. Вмещающие породы представлены доломитами, известняками, мергелями, алевролитами, песчаниками, известковистыми конгломератами нижнего ордовика и кембрия. Природные условия месторождения относятся к категории экстремальных и характеризуются низкой (до -11°C) среднегодовой температурой воздуха, высокой ($2,2\text{--}4,1\text{ Вт/м}\cdot\text{К}$) теплопроводностью горных пород, а также крайне низким ($21\text{--}27\text{ мВт/м}^2$) внутриземным тепловым потоком. Криолитозона представляет собой чередование многолетнемерзлых, морозных и охлажденных пород [1]. Температура мерзлых толщ ниже слоя годовых теплооборотов изменяется от $-2,9$ до -7°C . Охлажденные породы заполнены хлоридными магниевыми-кальциевыми водами — криопэгмами с минерализацией $30\text{--}400\text{ г/дм}^3$. Мощность криолитозоны составляет $820\text{--}1050\text{ м}$.

Разработка месторождения открытым способом в сложнейших горно-геологических условиях (приток поверхностных вод и подземных рассолов, осушение карьера, загрязненность, захоронение дренажных вод, обвалы и заколы, регулярные взрывы и др.) привела к нарушению состояния геосистемы и существенному снижению устойчивости бортов карьера. Интенсивная техногенная нагрузка вызвала активизацию гравитационных обвально-оползневых процессов, представляющих серьезную угрозу при проведении регламентных работ в ходе эксплуатации карьера. Для разработки мер по предотвращению негативных последствий были привлечены Геологические службы АК «АЛРОСА», а также научные коллективы ИЗК СО РАН, ИМЗ СО РАН, СПб ГУ, СПбО ИГЭ РАН, МГУ и др. Кроме комплекса стандартной сейсмологической аппаратуры здесь впервые использовался разработанный в лаборатории сейсмогеологии ИЗК СО РАН измерительный комплекс «Сдвиг», предназначенный для высокоточных измерений режимов микросмещений по плоскостям разрывных нарушений в откосах карьеров.

Для оценки параметров и роли техногенных факторов, влияющих на ускоренную и динамическую разгрузку стенок карьеров, применялось несколько методических подходов.

Геолого-структурные исследования. Региональную и локальную сеть дизъюнктивных дислокаций региона образуют системы глубокопроникающих разломов фундамента, а также мелких разрывов, зон повышенной и интенсивной трещиноватости, связанных с формированием кимберлитовых тел, интрузий базитов.

Из анализа схемы плотности разломов (рис. 1) видно, что плотность тектонических нарушений существенно возрастает в зонах влияния региональных разломов фундамента и достигает максимальных значений (более 13% на единицу площади) в юго-западном и северо-восточном обрамлении трубки, где интенсивно развиты околотрубочные деформации.

Изучение разрывов и тектонической трещиноватости в бортах карьера показало, что оба тела кимберлитовой трубки Удачная расположены в четком разломном узле, образованном пересекающимися диагональными системами региональных разрывных нарушений и осложненными локальными мелкими околотрубочными разрывами. При

этом северо-восточная система, вероятно, более мощная и ранняя. Она обычно контролирует местоположение мелких кимберлитовых тел и жил в районе основной трубки. Эта система четко прослеживается в уступах карьера и преимущественно выражена зонами дробления, системами мелких параллельных разрывов или крупных трещин, на плоскостях которых нередко наблюдается развитие глинки трения с отчетливо выраженными крутыми и иногда достаточно протяженными зеркалами скольжения. Судя по ориентировке штрихов скольжения на плоскостях крупных трещин и скульптурам роста самих трещин по кинематическому типу, северо-восточную зону разлома можно отнести к правому сдвигу. Северо-западные системы разрывов трассируются в основном зонами повышенной или интенсивной трещиноватости и катаклаза пород. Они более молодые и, вероятно, контролируют большинство базитовых интрузий в регионе. С северо-западными системами разрывов, скорее всего, связаны основные водопритoki в карьере.

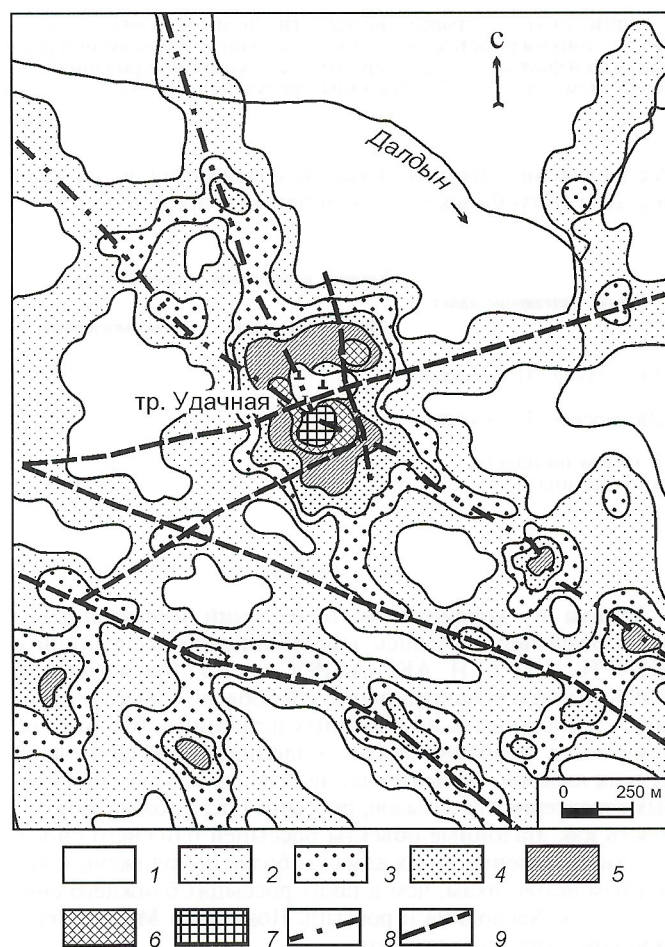


Рис. 1. Схема плотности разрывных нарушений района трубки Удачная:

изолинии плотности, %: 1 — 0, 2 — более 1, 3 — более 3, 4 — более 5, 5 — более 8, 6 — более 10, 7 — более 12; 8 — крупные разломы первого порядка в фундаменте; 9 — второстепенные разломы и зоны трещиноватости

Плотность разрывных нарушений в бортах карьера определяется неравномерно и также отчетливо контролируется системами региональных разломов. Наиболее высокая плотность дизъюнктивных нарушений наблюдается в полосе влияния главного северо-восточного разлома, где она составляет более 3% на единицу площади карьера. Высокие плотности разрывов отмечены и вдоль зон разломов западного борта карьера трубки Удачная (более 2%), а также практически по всему южному контакту кимберлитовых тел с вмещающими их породами. Северный борт карьера, включая контактовые зоны кимберлитовых тел, практически на всем протяжении наименее нарушен разломными системами, и плотность разрывов здесь минимальна, хотя сами трещины более крупные и протяженные.

Инженерно-сейсмометрические работы включали измерения квазистационарных динамических нагрузок в карьере трубки Удачная. Пункты наблюдений были выбраны таким образом, чтобы охватить все разновидности инженерно-геологических условий и динамических воздействий от основных техногенных источников, действующих в карьере. В число пунктов наблюдений включены такие, в которых отмечены деструктивные явления, а также те, в которых можно ожидать увеличения динамических нагрузок в случае сильных сейсмических и эксплуатационных воздействий.

В карьере постоянно, за исключением периодов проведения взрывов, работают различные механизмы, обеспечивающие непрерывность технологического цикла. Поэтому регистрируемые сейсмические колебания представляют собой суперпозицию сейсмических волн от естественных и техногенных источников [7]. Как показывают измерения, основной источник вибраций в карьере — большегрузные самосвалы. Обладая большой массой и двигаясь в непосредственной близости от стенок, они возбуждают интенсивные сейсмические колебания, оказывая значительные динамические нагрузки на борта карьера.

Для записи вибраций, возбуждаемых техногенными источниками, применялась цифровая инженерно-сейсмометрическая станция «Байкал-1» с сейсмоприемниками СК-1П. Характеристики сейсмических каналов используемого комплекта аппаратуры позволяли регистрировать скорость колебаний в диапазоне частот 0,7–20 Гц в диапазоне амплитуд скорости перемещений 0,003–200 мкм/с. Запись велась одновременно в двух пунктах наблюдения двумя трехкомпонентными сейсмоприемниками. Один из них был установлен на верхней бровке, другой — на нижней. Ориентация проводилась по трем направлениям: X — поперек бровки, Y — вдоль бровки, Z — в вертикальной плоскости. В каждом пункте наблюдения проводилась запись вибраций длительностью не менее 5 мин.

Зависимость векторной виброскорости при движении самосвала САТ-785В в направлении от сейсмоприемника приведена на рис. 2, а. Общая масса груженого самосвала составляет около 190 т. Видно, что при движении машины даже на расстоянии 200 м от пункта регистрации уровень вибраций составляет 2–3 мкм/с при фоновом около 0,8 мкм/с. Максимум в спектре сейсмических колебаний приходится на частоту 1,4 Гц, что соответствует колебаниям подрессоренной части машины.

Амплитудные кривые виброскорости можно аппроксимировать следующей функцией:

$$B = B_0 \sqrt{\frac{R}{R_0}} e^{-\alpha(R-R_0)},$$

где B — векторная амплитуда виброскорости; B_0 — начальная амплитуда; R — расстояние до виброисточника; R_0 — эффективный радиус источника; α — коэффициент затухания.

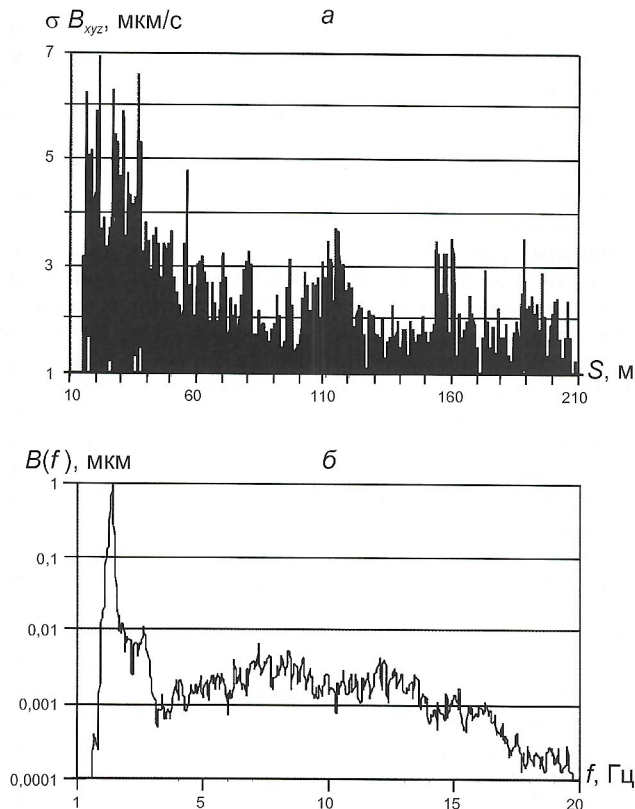


Рис. 2. Распространение и спектральный состав сейсмических колебаний, возбуждаемых движущимся виброисточником:

а — изменение векторных амплитуд виброскорости в зависимости от расстояния до источника; б — спектральный состав скорости перемещений грунта

Как следует из полученных данных, амплитуды вибраций, даже максимальные, на порядок меньше, чем амплитуды сейсмических колебаний, регистрируемые при взрывах или землетрясениях. При этом необходимо помнить, что землетрясения и взрывы представляют собой импульсные процессы, для которых естественная мера измерения — энергия. Вибрация же в большинстве случаев есть квазистационарный процесс, для измерения которой используется мощность. Для сравнения укажем, что при землетрясениях 7-балльной интенсивности, начиная с которой (согласно СНиП) следует проводить антисейсмические мероприятия, допустимая скорость колебаний составляет 15–30 мм/с. При этом максимальная фаза сейсмических колебаний длится 40–50 с. Вибрации, которые регистрируются в карьере, имеют существенно меньшую амплитуду колебаний, но обладают несравненно большей продолжительностью. Поэтому вопрос о том, какая амплитуда колебаний в этих условиях допустима, требует специального рассмотрения.

При проведении измерений неоднократно наблюдалось движение карьерных самосвалов колонной по 5–10 машин с расстоянием между машинами 15–30 м. Длительность возбуждаемых вибраций при этом может составлять несколько минут. Учитывая то, что вибрации от такого рода источников распространяются на значительные расстояния, а движение при вывозке руды идет практически непрерывно, можно сказать, что борта карьера испытывают длительное (десяtkи минут) воздействие вибраций. Для самых общих оценок можно использовать эмпирическую зависимость между максимальным ускорением колебаний, их длительностью и сейсмическим эффектом. Согласно расчетам, увеличение длительности колебаний в n раз эквивалентно изменению сейсмического эффекта в $\sqrt[n]{n}$ раз [8]. Если воспользоваться этой оценкой, то рас-

смаатриваемые длительные вибрационные воздействия эквивалентны 2–3-балльным землетрясениям обычной продолжительности. Этот вывод, не претендуя на точность, показывает, что наблюдаемые динамические нагрузки, не вызывая мгновенных деформаций, могут способствовать постепенному возникновению и росту микротрещин, что в конечном счете может стать одной из причин, ведущих к катастрофическим последствиям.

Взрывные работы. В качестве критерия сейсмической опасности взрывов принята максимальная векторная скорость охраняемого объекта [2, 3, 5]. Допустимая скорость колебаний определяется его состоянием и назначением. Для решения задач по устойчивости бортов карьеров при взрывах выбор допустимых скоростей колебаний проводится на основе общей оценки деформационных свойств горных пород. Известно, что достижение условий деформации горных пород за пределами упругости наблюдается при относительных деформациях, превышающих $(2+3)10^{-4}$ [4]. Указанное значение относительной деформации обычно и принимается в качестве допустимого, гарантирующего устойчивость горных пород при взрывах. В пределах упругости безопасная скорость колебаний на фронте сейсмической волны определяется допустимой относительной деформацией горных пород и их геотехническими характеристиками. Для горных пород карьера оценка допустимой скорости колебаний составляет 9,5–12,2 см/с.

Регистрация взрывов в карьере проводилась в августе–сентябре 2001 г. Всего были зарегистрированы 16 взрывов. Из них три взрыва были мгновенные с небольшими массами зарядов (313, 656, 233 кг) и проводились для «заоткоски» бортов. Остальные взрывы были короткозамедленные с массами зарядов 4,4–99,78 т ВВ, числом групп от 4 до 53 и интервалами замедления от 50 до 35 мс. Из этой серии четыре взрыва были проведены с относительно небольшой задержкой по времени 0,25–0,3 с. Видимые частоты (частота, соответствующая максимальной амплитуде) при взрывах составляют 7,8–12,5 Гц для горизонтальных составляющих и 8,3–16,7 Гц для вертикальной. Максимальная векторная скорость при взрывах достигала 7,4 см/с, что соответствует 7 баллам по инструментальной части шкалы MSK-64 для землетрясений. Напомним, что допустимая скорость колебаний для горных сооружений I класса, сложенных скальными породами со значительной естественной трещиноватостью, равна 9,5 см/с.

Зарегистрированную максимальную векторную скорость от приведенной массы заряда можно представить следующей зависимостью:

$$U_{\max}^b = 103 \cdot \rho^{1.54}$$

Эта зависимость характеризует связь между максимальной векторной скоростью и приведенной массой зарядов для всей совокупности зарегистрированных взрывов. Сравнение скоростей, рассчитанных по этой формуле с реально зарегистрированными, показывает, что коэффициент вариации равен 0,91. Большое значение коэффициента вариации объясняется многообразием влияющих факторов на сейсмическое воздействие взрывов. Сравнивая полученную зависимость с литературными данными, можно отметить, что коэффициент пропорциональности не выходит за обычные пределы. Показатель степени приведенной массы заряда при ρ 0,01–0,1 обычно равен 1,5, но встречаются и более высокие значения. Например, в работе [6] рекомендуется применять показатель степени 1,5 и для каждого взрыва определять коэффициент пропорциональности.

По нашим данным, при показателе степени приведенного заряда 1,5 коэффициент пропорциональности в случае короткозамедленного взрывания составляет 19–509. При анализе результатов четко просматривается влияние места пункта наблюдения на интенсивность сейсмическо-

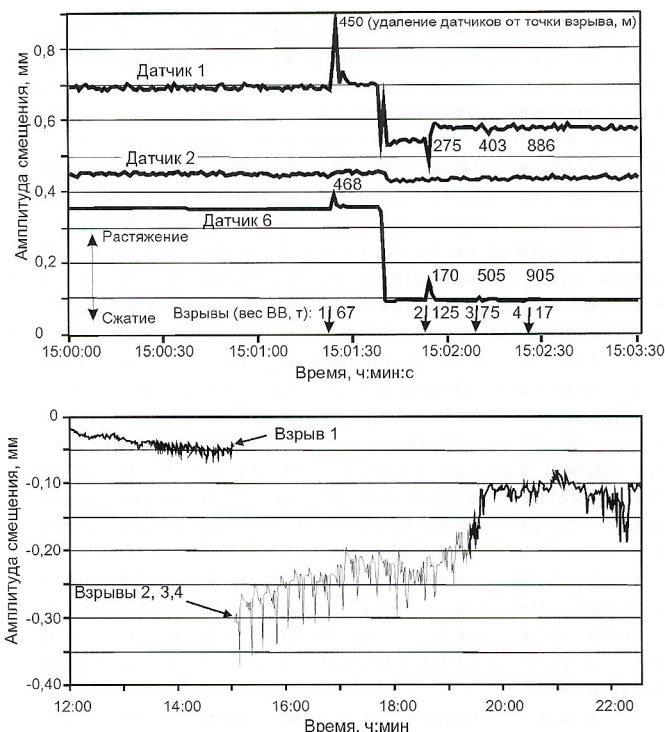


Рис. 3. Фрагменты записи микросмещений в бортовых трещинах карьера (заколах), инициированных взрывными воздействиями:

в верхней части показаны три вида записи изменений амплитуд микросмещений в трещинах, зафиксированных разными датчиками до момента взрывов и после них; также указана масса зарядов и удаление трещин от взрывных камер; реакция на взрывы в смещениях проявилась сначала в виде упругой части в момент прохождения упругих волн и в более поздней, т.е. через 15 с, когда произошли необратимые смещения по трещинам; в нижней части приведена более детальная запись микросмещений после всех четырех взрывов; показана суммарная амплитуда смещений, обеспеченная реакцией на первый взрыв, и возвратный восстановительный ход смещений на протяжении более 4 ч

го воздействия. Разброс амплитуд скоростей и коэффициентов пропорциональности связаны с тем, что в пунктах наблюдения, расположенных на верхней бровке (2–3 м от края уступа карьера), амплитуды скоростей в среднем в два раза больше, чем в пунктах наблюдения, расположенных на нижней бровке (в глубине уступа).

Примеры записей смещений показаны на рис. 3. По нескольким взрывам, для которых удалось четко идентифицировать вступления, были проведены измерения смещений. Наибольшие смещения наблюдаются по компоненте X (колебания перпендикулярно борту карьера). Максимальные смещения грунта и амплитуды вектора смещений равны соответственно 2 и 1,5 мм. Амплитуды по X -компоненте: 1,9 и 1,5 мм. Это довольно большие смещения, сопоставимые со смещениями грунта, которые наблюдаются при ощутимых землетрясениях.

Регистрация взрывов проводилась одновременно в двух пунктах наблюдений измерительными каналами, которые имели одинаковые фазовые характеристики. Это дало возможность провести оценку абсолютных и относительных деформаций между этими пунктами. При зарегистрированных взрывах относительные деформации составляли $6 \cdot 10^{-7}$ – $3,1 \cdot 10^{-5}$. Максимальные относительные деформации составили $2,5 \cdot 10^{-5}$.

Деформометрические работы. Наряду с сейсмологическими работами проводилось инструментальное изучение динамики смещений крыльев разрывных нарушений, пересекающих горные породы в бортах карьеров с применением комплекса полевой аппаратуры «Сдвиг». Этот комплекс позволяет проводить наблюдения относительных

микросмещений смежных блоков в зонах разломов с высокой точностью (тысячные доли миллиметра) и проследить накопление суммарной амплитуды на фоне сложного режима микросмещений, включающего широкий спектр различных типов подвижек по направлению, скорости и величине их изменения (цикличность, всплески активности и пр.).

Проведенные измерения позволили выявить достаточно большие значения параметров раскрытия бортовых трещин карьера. Например, трещины с простиранием 70° СВ имели суточный ход смещений порядка 100–150 мкм. Наиболее быстрые смещения отмечались в дневные часы послеобеденного времени. В ночное время темп смещений резко замедлялся, и в некоторой степени происходило частичное восстановление смещений. Тем не менее, обнаружено и суточное накопление смещений порядка 50–100 мкм. Нетрудно посчитать, что при подобном темпе за годовой интервал общее смещение по трещинам подобного типа составит 18,5–37 мм. Это очень большие скорости смещений, более чем на 2 порядка превосходящие скорости, измеренные нами в тектонически активных трещинах зон сейсмически опасных разломов в Прибайкалье и на юге Красноярского края. Если исходить из умеренной современной тектонической активности в Далдыно-Алакитском районе, то высокий темп смещений по трещинам можно объяснить только огромными техногенными нагрузками на горные породы при разработке месторождения.

На рис. 3 приведена запись микросмещений стенок крупной трещины отседания в массиве в ответ на серию взрывных инициаций. На верхней части рисунка показано распределение моментов взрывов и массовых зарядов ВВ. Наибольший эффект в динамике микросмещений по крупной трещине отседания в борту карьера зафиксирован датчиками 1 и 6 после первого взрыва средней мощности. Датчик 2 был ориентирован субгоризонтально по длинной оси по отношению к источнику взрыва и отреагировал слабо. При первом взрыве мощностью заряда 67 т ВВ было установлено, что на удалении датчиков от места взрыва на 450–468 м амплитуда смещения берегов трещины по датчику 1 составила 0,35, а по датчику 6 0,32 мм. Важно обратить внимание на момент начала смещений, которые начались практически синхронно, но с запаздыванием примерно на 15 с. Общая длительность деформационного отклика, имеющего явно нелинейный характер, показана на записи в нижней части рис. 3. Видно, что она составила не менее 5 ч, в течение которых происходили колебания блока, отчлененного трещиной. В первые 3 ч наблюдался цикл очень замедленных, возбужденных взрывным воздействием, автоколебательных смещений бортов трещины в субвертикальном направлении с амплитудами 0,05–0,1 мм и периодом 15 мин. На фоне этих ультранизкочастотных колебаний происходило постепенное восстановление инициированных смещений, которое так и не достигло своего первоначального значения, т.е. возникла остаточная деформация в породах порядка 0,1 мм. Движение по карьеру колонн самосвалов началось примерно через 1,5–2 ч после взрывов, и инициируемые ими вибрации наложились на автоколебательные движения в массиве, что отразилось в появлении более высокочастотных, но малоамплитудных микросмещений. Через 5 ч после взрывов ритм микросмещений в бортовых трещинах вышел на фоновый режим. Данный пример позволяет судить о весьма существенном влиянии на устойчивость бортов ведущихся в карьере технологических работ.

После прохождения через массив фронта упругих волновых колебаний от динамических воздействий отдельного внимания заслуживает необычный эффект, проявляющийся в виде временной задержки деформационного отклика. Подобное замедление отклика на воздействие было обнаружено нами ранее при проведении натурных экспе-

риментов после инициирующего динамического воздействия на массив горных пород, насыщенный разрывными нарушениями. Многократное повторение подобных эффектов отклика массива на сильные вибрационные воздействия приводит к накоплению повреждений в массиве в течение длительного срока, что в конечном счете заканчивается разрушением массива. Физическое объяснение причин задержки отклика заключается в том, что в любом массиве всегда имеются напряженные участки, где после прохождения упругих волн инициируются процессы не только упругих, но и вязкопластических деформаций в виде медленных смещений по многочисленным нарушениям сплошности. При наличии вязкого трения в плоскостях трещин и различного рода контактов эти деформации не могут быть мгновенными и одновременными во всем массиве. Их совместное взаимодействие проявляется в значительных амплитудах деформирования и происходит не мгновенно, а растягивается на достаточно большой промежуток времени. То есть, в данном явлении обнаруживаются свойства нелинейного поведения горного массива в ответ на внешние динамические воздействия. Это явление необходимо учитывать при формировании графика эксплуатации месторождения.

Гидрогеологический контроль при осушении карьера. С середины 1983 г. отработка месторождения ведется в условиях поступления в карьер подземных вод. До 1993 г. водоприток в карьер составлял 20–60 м³/ч, а в настоящее время увеличился до 80–90 м³/ч. При положении дна карьера +110 м абс. дренажные воды имели минерализацию 25–40 г/дм³ (рис. 4). С увеличением глубины (до –170 м абс.) горной выработки в водоотлив были вовлечены крепкие и весьма крепкие рассолы, о чем свидетельствует постепенный рост минерализации дренажных вод. В настоящее время она достигает 350 г/дм³, а при дальнейшей отработке месторождения повысится до 400 г/дм³.

Одна из отличительных особенностей дренажных рассолов — способность сохранять жидкое и, следовательно, активное состояние при отрицательной температуре (до –50°С). Поэтому вне зависимости от времени года напорная разгрузка подземных вод в бортах карьера по зонам тектонических нарушений приводит к активизации фильтрационно-суффозионного выноса заполнителя трещин, эрозии и деформации уступов. Развитие этих процессов также стимулируют буровзрывные работы, постоянно проводимые в карьере.

В течение последних 15 лет борьба с водопитоками ведется по схеме «осушение—захоронение». Для осушения карьера применяется открытый водоотлив. Захоронение дренажных вод осуществляется на Октябрьском полигоне в мерзлые осадочные толщ в интервале глубин 150–250 м ниже местных базисов эрозии. Благодаря наличию

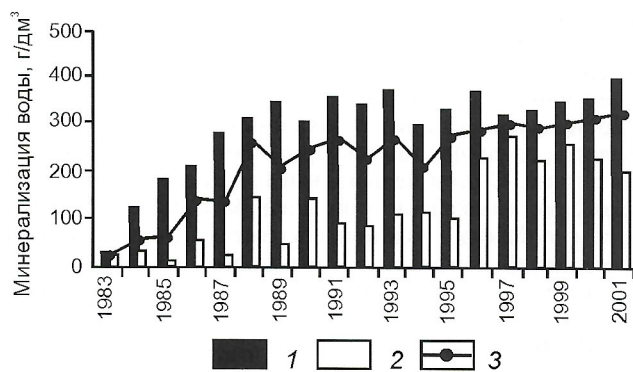


Рис. 4. Изменение минерализации дренажных вод карьера трубы Удачная во времени:

минерализация воды: 1 — максимальная, 2 — минимальная, 3 — средняя

оптимальных структурно-тектонических особенностей полигона в мерзлые толщи с 1985 по 2001 г. сброшено более 10 млн.м³ рассолов.

В весенне-летнее время отработку месторождения существенно затрудняют поступающие в карьер талые снеговые и дождевые воды. С июня по конец августа объем их притоков в карьер достигает 300—400 тыс.м³. Талые и дождевые воды снижают устойчивость пород в откосах уступов, что приводит к образованию открытых трещин, разрывов и осыпей. Для перехвата поверхностных вод сооружены нагорные канавы, а на бермах — дополнительные зумпфы перехвата.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что в карьере трубки Удачная наблюдается достаточно опасная техногенная нагрузка. Это и является дополнительной причиной резкой активизации скоростей роста, раскрытия субвертикальных (во многих случаях обводненных) трещин отрыва и, как следствие, возрастания темпа разрушения стенок карьера, существенно превосходящего природные эффекты от протекания гравитационно-тектонических процессов. При проведении мониторинга необходимо более точно оценить роль каждого из упомянутых факторов, способствующих развитию опасных деструкционных процессов и выбрать наиболее эффективные режимы эксплуатации месторождения. Это касается выбора оптимальных режимов транспортировки рудной массы, распределения массы зарядов ВВ и интервалов их подрывов. Очевидна также необходимость проведения комплек-

сных геофизических, инженерно-геологических и гидро-геологических наблюдений за развитием бортовых трещин откосов для своевременного выявления участков с предельным уровнем физико-механической неустойчивости и организации превентивных мер по их разгрузке от избыточных напряжений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проекты 01-05-64012, 01-05-64482 и 00-15-98576).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев С.В.* Криогенез подземных вод и горных пород на примере Далдыно-Алакитского района Западной Якутии. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000.
2. *Единые правила техники безопасности при взрывных работах.* — М.: Недра, 1976.
3. *Медведев С.В.* Сейсмика горных взрывов. — М.: Недра, 1964.
4. *Мосинев В.Н.* Дробящее и сейсмическое действие взрыва в горных породах. — М.: Недра, 1976.
5. *Садовский М.А.* Простейшие приемы определения сейсмической опасности взрывов. — М.: ИГД АН СССР, 1946.
6. *Цейтлин Я.И., Смолий И.И.* Сейсмические и ударные воздушные волны промышленных взрывов. — М.: Недра, 1981.
7. *Черных Е.Н., Масленникова Г.Н.* Колебания зданий и сооружений под воздействием техногенных сейсмических источников // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 175—186.
8. *Штейнберг В.В.* и др. Методы оценки сейсмических воздействий // Вопросы инженерной сейсмологии. М., 1993. Вып. 34. С. 5—94.

Петрология, минералогия и геохимия

УДК 549.211

© К.Л.Пироговская, Д.А.Зедгенизов, Ю.П.Барашков, 2002

Алмазы с включениями оливина из аллювиальных россыпей бассейна р.Эбелях

К.Л.ПИРОГОВСКАЯ, Д.А.ЗЕДГЕНИЗОВ, Ю.П.БАРАШКОВ

Бассейн р.Эбелях, правый приток р.Анабар, — крупный район россыпной алмазоносности, коренные источники которой не установлены. В геологическом строении района участвуют карбонатные породы среднего кембрия, меловые осадки, ниже- и верхнечетвертичные отложения пяти надпойменных террас, средне-верхнечетвертичные отложения погребенных долин, верхнечетвертичные — современные делювиально-солифлюкционные отложения склонов и современные осадки русла, низкой и высокой пойм. Отложения среднего кембрия — коренные породы, в которых заложена долина р.Эбелях. Они представлены известняками джахтарского горизонта и доломитами анабарской свиты [2]. Промышленной алмазоносностью характеризуются аллювиальные отложения неоген-ранне-четвертичного и четвертичного возрастов.

Достоверные данные о коренных источниках можно получить, расшифровав информацию, заключенную в самом алмазе. С этой целью нами начато комплексное исследование алмазов из россыпей бассейна р.Эбелях. В данном сообщении изложены первые результаты изучения особенностей морфологии и некоторых свойств алмазов с включениями оливина. Состав включений определен с помощью рентгеновского микроанализатора Camebax-MICRO в ОИГТМ СО РАН (г.Новосибирск).

Из коллекции алмазов россыпных месторождений бассейна р.Эбелях, имеющейся в ИГАБМ СО РАН, изучены пять кристаллов I разновидности. По морфологии все они додекаэдровиды (табл. 1) характерной уплощенно-овальной формы, в которой наиболее развиты по три грани с

двух противоположных сторон, а остальные шесть граней образуют узкий пояс между ними (рис. 1). Преобладающий цвет алмазов коричневый различных оттенков. Два образца (6003, 6008) имеют зональную окраску. В первом из них центральная зона серого цвета, а периферия коричневого; во втором — темно-коричневая центральная зона сменяется светло-коричневой. Все кристаллы в той или иной степени искажены по оси L₃ и несут на себе следы пластической деформации. Образцы 6034 и 6003 обладают ярко-голубой фотолюминесценцией, 6090 — белесо-голубой, 6008 — серовато-голубой, а обр. 6047 имеет зональное свечение: центральная зона у него голубая, тогда как периферия не светится. На поверхности кристаллов наблюдаются блоковая структура (обр. 6090), следы коррозии (6034, 6047), тонкая сноповидная штриховка (6047, 6090), гранный шов (6047). На отдельных гранях отмечаются впадины в виде тетрагонов, имеются и обратно-параллельные отрицательные тригоны (6090). Все кристаллы прозрачны. Для двух образцов (6003 и 6047) сняты ИК-спектры, по которым идентифицировано наличие в составе алмазов азота и водорода. Спектр кристалла 6003 зашкален, но присутствие азота выделить все же можно, интенсивность пика водорода (3107 см⁻¹) составляет 0,6 см⁻¹. Содержание азотных дефектов в кристалле 6047 составляет: A=107,8 ppm, B₁=352,9 ppm; интенсивность пика B₂ 8,3 см⁻¹; интенсивность пика водорода 1,6 см⁻¹.

Среди минералов-включений в эбеляхских алмазах оливин наиболее распространенный. Главная особенность его состава — пониженная железистость и постоянная при-

1. Кристалломорфология и оптические свойства алмазов

Номер кристалла	Масса, мг	Морфология	Окраска	Фотолюминесценция
6003	193,1	Додекаэдроид	Зональная: центр — серый, периферия — коричневая	Ярко-голубая
6008	316,4	Додекаэдроид	Зональная: центр — темно-коричневый, периферия — светло-коричневая	Серовато-голубая
6034	134,5	Додекаэдроид	Коричневато-желтая	Ярко-голубая
6047	119,4	Додекаэдроид	Коричневатый нацвет	Зональная: центр — голубая, периферия не светится
6090	85,9	Обломок додекаэдроида	Слабый желтоватый нацвет	Белесо-голубая



Рис. 1. Кристалл алмаза № 6047:

додекаэдроид, уплощенный по L_3 с гранным швом и сноповидной штриховкой; $\times 16$

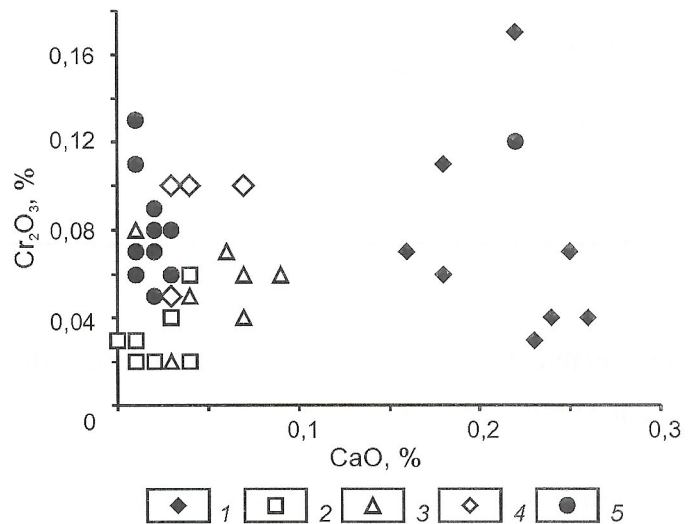


Рис. 2. Соотношение CaO и Cr_2O_3 в оливинах:

1 — из монтчеллитовых альенитов Старореченского поля [1]; из включений в алмазах: 2 — трубки Мир [3, 4], 3 — кимберлитов Африки [5], 4 — россыпей Бразилии [6], 5 — россыпей бассейна р.Эбелях (см. табл. 2)

2. Химический состав оливинов (% массы), включенных в алмазы из россыпей бассейна р.Эбелях

Компонент	6034 ₁	6034 ₂	6090 ₁	6090 ₂	6008 ₁	6008 ₂	6008 ₃	6047 ₁	6047 ₂	6003 ₁	6003 ₂	6003 ₃
SiO ₂	40,1	40,2	41,0	40,7	41,4	41,2	41,4	41,3	41,3	42,0	42,2	42,0
Cr ₂ O ₃	0,05	0,06	0,08	0,06	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,11	0,12	0,13
MnO	0,09	0,12	0,09	0,08	0,11	0,11	0,08	0,09	0,07	0,10	0,11	0,08
FeO	7,13	7,14	5,70	5,66	6,84	6,93	7,25	6,95	6,82	6,53	6,63	6,61
MgO	48,4	49,4	51,0	50,7	51,0	50,9	50,8	50,7	50,8	52,2	51,7	51,7
CaO	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,22	0,01
NiO	0,33	0,31	0,34	0,31	0,24	0,26	0,24	0,37	0,36	0,32	0,56	0,33
Сумма	96,12	97,24	98,24	97,57	99,70	99,51	99,87	99,49	99,44	101,27	101,64	100,86
Fo, mol.%	92,4	92,5	94,1	94,1	93,0	92,9	92,6	92,9	93,0	93,5	93,3	93,3
Fa, mol.%	7,6	7,5	5,9	5,9	7,0	7,1	7,4	7,1	7,0	6,5	6,7	6,7

Примечание: индексы под номером образца обозначают номер включения в одном кристалле алмаза.

мель хрома и никеля [5]. Статистический анализ химического состава оливинов пород кимберлитовой формации и разных типов платформенных ультрабазитов показал, что эти минералы по железистости и изоморфной емкости образуют последовательный ряд от ксенолитов ультрабазитов в кимберлитах до ультрабазитов Маймеча-Котуйской провинции, но проявляют значимые различия по этим показателям [1]. Такой анализ позволил к типоморфным

особенностям оливинов отнести также изоморфную емкость и соотношение примесей Cr_2O_3 и CaO .

Состав оливинов-включений в алмазах Эбеляхских россыпей характеризуется низкой железистостью (5,70—7,25% Fa) и высокой примесью Cr_2O_3 , которая изменяется от 0,05 до 0,13% массы (табл. 2). По сравнению с оливинами из алмазов трубки Мир они выделяются более высокой хромистостью и близки таковым из бразильских россып-

ных алмазов, для которых предполагаются докембрийские коренные источники (рис. 2). Состав одного включения оливина отличается повышенной примесью СаО и в этом отношении он приближается к оливинам монтичеллитовых альнеитов Старореченского поля. Образец 6008₁ содержит три включения оливина с аномально низким содержанием NiO 0,24—0,26% массы.

Оливины из алмазов Эбеляхских россыпей характеризуются повышенными магнезиальностью (92,4—94,1% Fo) и содержанием никеля (0,31—0,56% массы NiO) и по этому параметру проявляют сходство с включениями этого минерала в алмазах из кимберлитовых трубок Якутии [7]. Сходство оливинов из эбеляхских и бразильских алмазов по соотношению Cr_2O_3 и СаО может свидетельствовать о том, что коренными источниками первых могут быть докембрийские породы Анабарского поднятия. Не исключается возможность поступления части алмазов в россыпи из щелочно-ультраосновных пород типа монтичеллитовых альнеитов Старореченского поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 01-05-96220р98арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барашков Ю.П. Типоморфизм оливина пород кимберлитовой формации Якутии // Топоминералогия и типоморфизм минералов. Якутск, 1988. С. 17—23.
2. Граханов С.А. Россыпи алмазов севера Якутской алмазоносной провинции // Вестник госкомгеологии РС(Я). 2001. № 1. С. 37—64.
3. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
4. Соболев Н.В., Боткунов А.И., Лаврентьев Ю.Г. и др. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки Мир // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 3—15.
5. Meyer H.O.A., Boyd F.R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds // *Geochem. Et Cosmochim. Acta*. 1972. Vol. 36. № 11. P. 1255—1274.
6. Meyer H.O.A., Svisero D.P. Mineral inclusions in Brazilian diamonds // *Phys. And Chem. Earth*. 1975. Vol. 9. P. 785—795.
7. Sobolev N.V., Yefimova E.S., Koptil V.I. Mineral inclusions in diamonds in the northeast of the Yakutian diamondiferous province // *Proc. VII Intern. Kimberlite Conf. Cape Town*. 1999. Vol. 2. P. 816—822.

УДК 552.323.6:550.93(571.56)

© Э.А.Шамшина, З.А.Алтухова, С.А.Бабушкина, 2002

Геологические и вещественные особенности Дюкенского кимберлитового поля

Э.А.ШАМШИНА, З.А.АЛТУХОВА, С.А.БАБУШКИНА

В пределах Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) среди сотен кимберлитовых тел лишь немногие содержат промышленные концентрации алмазов. Такие трубки сосредоточены главным образом в южной части провинции. Различие в алмазоносности южной и северной частей ЯКП объясняется исследователями либо спецификой геодинамических обстановок формирования кимберлитовых тел [14], либо различием величины денудационного среза, отражающего их вертикальную зональность [3]. Согласно последней концепции, породы кимберлитовой формации относятся к двум фациям: интрузивной и субэксплозивной. К первой отнесены кимберлиты и альнеиты, слагающие дайки и штоки, ко второй кимберлитовые брекчии, выполняющие дотрубочные и внутритрубочные жильные тела, собственно трубки и силлы, расположенные около трубок [10, 11]. Верхние части колонны отвечают наиболее продуктивным диатремам, нижние — менее алмазоносны. Вместе с тем, определенная зональность отмечена и в вертикальном разрезе изученных алмазоносных трубок южной части провинции. В строении глубинных горизонтов трубочных структур принимают участие породы субинтрузивного облика [8], отчетливо различающиеся по составу оливинов, гранатов и хромшпинелидов [9]. Кроме того, с глубиной трубки иногда резко меняют свою форму и могут распадаться на несколько мелких тел. В связи с различием величины денудационного среза кимберлитовых тел ЯКП от 300—400 м до 2 км [3] сходство минералогических и петрографических особенностей кимберлитовых пород северных и пород субинтрузивного облика глубинных частей южных трубок [9] получает объяснение в рамках вертикальной минералогической и петрографической зональности. Наблюдаемые в районах с большой величиной денудационного среза кусты (цепочки) сближенных трубок на более высоких гипсометрических уровнях могли стать сопряженными трубками [12]. В связи с обнаружением в некоторых кимберлитовых телах Дюкенского кимберлитового поля алмазов (30 находок) и получением новых данных Rb-Sr изотопного датирования необходима иденти-

фикация пород, слагающих многочисленные тела в пределах этого поля, для установления их фациальной принадлежности.

Дюкенское кимберлитовое поле (ДКП) расположено на восточном склоне Анабарского поднятия в междуречье Большой и Малой Куонамок и граничит на юге с Лучаканским и на северо-западе с Ары-Мастахским кимберлитовыми полями. На территории ДКП площадью около 1800 км² к настоящему времени выявлены более 100 тел, сложенных кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями, в плане овальных, реже изометричных, размерами от первых десятков до 100 м (рис. 1). Дайки мощностью 5—10 м прослеживаются на расстоянии до 270 м. Кимберлитовые тела прорывают терригенно-карбонатные породы среднего-раннекембрийского возраста и перекрываются маломощными (первые метры) четвертичными отложениями. Их формирование сопровождалось образованием приконтактных брекчий, сложенных обломками вмещающих пород. Для многих кимберлитовых тел в пределах одной магнитной аномалии наблюдается нескольких тел, сложенных, как правило, кимберлитовыми породами различного состава. Например, в трубке Макаровская (единичное кимберлитовое образование, расположенное к западу от Дюкенского поля в бассейне р.Куранах) наблюдаются пять сопряженных тел, при этом три из них сложены кимберлитовой брекчией, а два кимберлитом (рис. 2). Контакты кимберлитовых тел, как правило, извилистые, их падения в основном субвертикальные. Сложная форма тел, наличие среди них слепых, тесное сочетание в пределах одного тела кимберлитов и кимберлитовых брекчий заставляют полагать, что на территории Дюкенского поля в современном срезе обнажены корневые части кимберлитовых построек.

Одна из важнейших характеристик магматических пород — их возраст [4]. До последнего времени для кимберлитовых тел данного поля изотопный возраст был определен только для двух аномалий и составлял 169—181 млн.лет (трубка Уралочка). Изучение нового каменно-

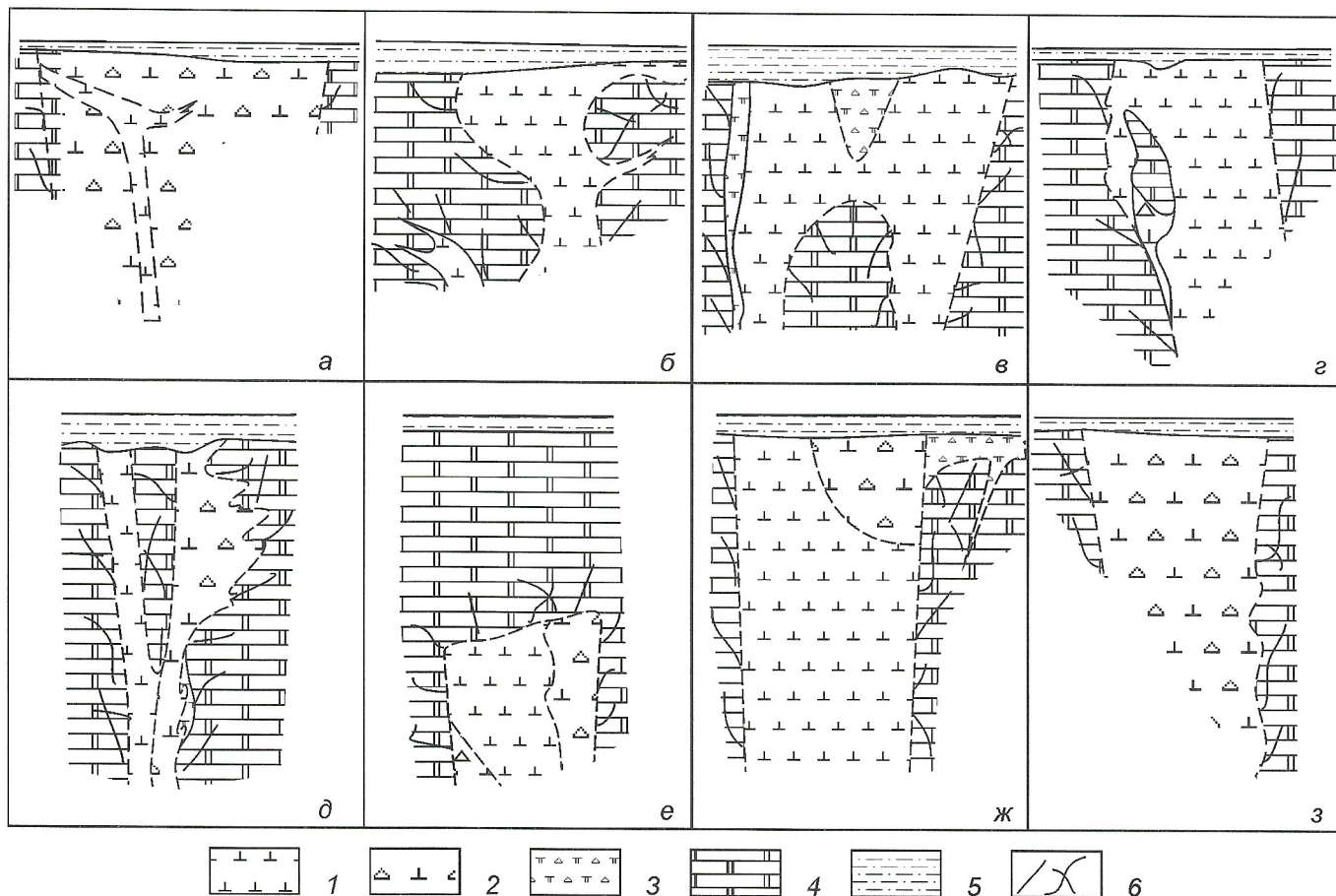


Рис. 1. Пространственные взаимоотношения кимберлитовых брекчий и кимберлитов с вмещающими породами и внутри кимберлитовых тел Дюкенского поля, схематические разрезы построены по С.А.Прокопьеву и П.Е.Егоровой, АмГРЭ;

анализы: а — 45/63, б — 102/63, в — 113/63, г — 31/63, д — 49/89, е — 41/63, ж — 36/89, з — 28а/89; 1 — кимберлит; 2 — кимберлитовая брекчия; 3 — приконтактная брекчия; 4 — вмещающие породы R_2-C_1 ; 5 — перекрывающие породы $Q_{III}-Q_{IV}$; 6 — направление трещиноватости

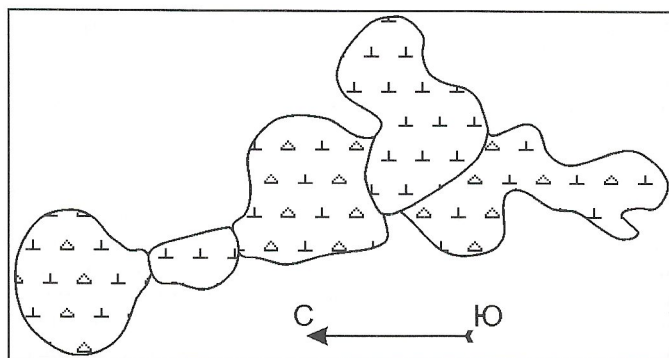


Рис. 2. Взаимоотношения кимберлитовых брекчий и кимберлитов в плане трубки Макаровская:

условные обозначения см. рис. 1

го материала, полученного от Амакинской экспедиции, показало, что на территории ДКП сосуществуют тела двух эпох кимберлитового магматизма: позднедевонской—раннекарбоновой 320—346 млн.лет и позднеюрской 140—205 млн.лет (таблица). Все данные получены Rb/Sr изотопным методом по микролитовому флогопиту основной массы кимберлитовых брекчий и кимберлитов в лаборатории масс-спектрометрических методов анализа ИГАБМ СО РАН под руководством А.И.Зайцева. Получение различных дат для пород аномалии 28/89 показывает, что в Дюкенском поле, как и в других полях ЯКП, встре-

чаются полихронные тела. Главный результат геохронологических работ на изучаемом поле — доказательство проявления на его территории среднепалеозойской (продуктивной) эпохи кимберлитового магматизма.

В пределах рассматриваемой территории магматические образования представлены кимберлитовыми телами интрузивного и эксплозивного типа. Для определения фациального типа пород необходимый и достаточный критерий — текстурные особенности и минеральный состав [10].

Кимберлиты представляют собой плотные породы темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, массивной текстуры и мелкопорфировой структуры. Ксенолиты осадочных пород (2—3 см) составляют первые проценты и встречаются в основном в приконтактных частях кимберлитовых тел. Порфировые выделения, размером от 0,5 до 2 мм, представлены оливином в различной степени серпентинизированным, флогопитом, редко монтцеллитом или ильменитом. Соотношение вкрапленников и основной массы изменяется от 30 до 60%. Характерно постоянное присутствие мелких (1—2 см) включений флогопитсодержащих серпентинизированных оливинитов с различной степенью грануляции и растворения. Более крупные из них деформированы, иногда как бы «расташены» на фрагменты. Пластинки флогопита в их составе пойкилитически включают более мелкие (0,2 мм) гипидиоморфные зерна оливина, перовскита и рудных минералов. Оливин и флогопит частично замещены бурым изотропным серпентином, среди которого расположены агрегаты мелких зерен изотропного минерала (?) и мелилита.

Результаты изотопного датирования кимберлитовых тел Дюкенского поля

Номер аномалии	Номер пробы	Возраст, млн.лет	Порода
<i>Среднепалеозойская эпоха</i>			
12/63	126311	346	Слюдистый кимберлит
43/63	436311	329	Кимберлит
94/63	946311	345 (среднее из двух определений)	Кимберлит
98/63	98632	334	Кимберлит
129/63	1296341	325	Кимберлит
199/63	1996311	334 (среднее из двух определений)	Кимберлит
28/89	2889101	320	Кимберлитовая брекчия с массивной текстурой цемента (КБМ)
<i>Мезозойская эпоха</i>			
31/63	316321	162	КБМ
33/63	336331	168	Кимберлит
102/63	1026331	141 (среднее из двух определений)	КБМ
104/63	104631	205	Слюдисто-карбонатный кимберлит
108/63	108635	179	КБМ
22/89	228911	170	КБМ
28/89	288921	177	КБМ
28a/89	28a8931	162 (среднее из двух определений)	Мелкоавтолитовая кимберлитовая брекчия
Трубка Уралочка 18/63	18/2 18/7	181 169	Мелилитовый альнеит Альнеитовая брекчия*

*Номенклатура по базе данных лаборатории геологии кимберлитов ИГАБМ СО РАН.

Минералы основной массы представлены серпентином, флогопитом, кальцитом, монтчеллитом, апатитом, иногда мелилитом. Кроме того, отмечено постоянно высокое содержание рудных минералов и перовскита. По минеральному составу в кимберлитах намечается ряд последовательно сменяющих друг друга ассоциаций: оливин-флогопитовая с высоким содержанием перовскита, монтчеллитовая, мелилитовая и карбонат-apatитовая.

Характерная особенность первичной **оливин-флогопитовой** ассоциации — высокое содержание идиоморфных зерен перовскита. При высоких содержаниях флогопита порфировая структура незаметна вследствие отсутствия мелкозернистой либо гипокристаллической основной массы. В других случаях вкрапленники оливина и флогопита погружены в мелкозернистую основную массу флогопит-серпентинового состава. Флогопит нередко гидратируется, обесцвечивается и замещается изотропным минералом.

В монтчеллитовых разностях в качестве порфировых выделений преобладает в различной степени серпентинизированный оливин нередко с монтчеллитовыми каймами. Каймы, состоящие из различно ориентированных зерен, наблюдаются вокруг оливина как совершенно несерпентинизированного, где они плотно примыкают к изрезанной бухтообразной поверхности зерна, так и серпентинизированного в различной степени. Участки мелкозернистого монтчеллита наблюдаются и внутри серпентинизированных зерен оливина. В случае их полного замещения сохраняются формы и размерность последних. Такие же агрегаты мелких зерен монтчеллита образуются на месте измененных пластинок флогопита, очертания которых угадываются по наличию трещин спайности. Участками

изометричные зерна монтчеллита полностью составляют основную массу. Таким образом, для этого минерала характерны неравномерное распределение и широкие вариации размеров (от 0,01 до 0,6 мм). Содержание изотропно-серпентина, выполняющего интерстиции между зернами монтчеллита и флогопита, колеблется от 10 до 25% объема. Структура либо мелкозернистая, либо гипокристаллическая. Наличие монтчеллита в виде каемок вокруг зерен оливина и в виде включений в гидратированных и серпентинизированных флогопитах свидетельствует о его позднем реакционном образовании. Особенность состава **мелилитсодержащих кимберлитов** — присутствие микрошлифов, выполненных коротко призматическими и удлиненными лейстами мелилита с характерной аномальной интерференционной окраской и поперечной штриховкой. Скопления мелилита соразмерны порфировым выделениям оливина (0,5—1 мм).

В карбонат-apatитовых разностях кальцит замещает псевдоморфозы серпентина по оливину и определяет мелкозернистую либо микролитовую структуру основной массы. Среди карбонатной массы отмечены пластинки флогопита, призматические образования апатита, также серпентин и хлорит. Перовскит и рудные минералы наблюдаются в виде реликтов, что свидетельствует о метасоматическом преобразовании первичных оливин-флогопитовых разностей кимберлитов с высоким содержанием ксенолитов в породы преимущественно карбонатного состава.

Кимберлитовые брекчи содержат 7—10% ксенолитов, размером от 1 до 4 см, представленных серпентинизированными метаморфическими породами, известняками, глинистыми сланцами. В перекристаллизованных облом-

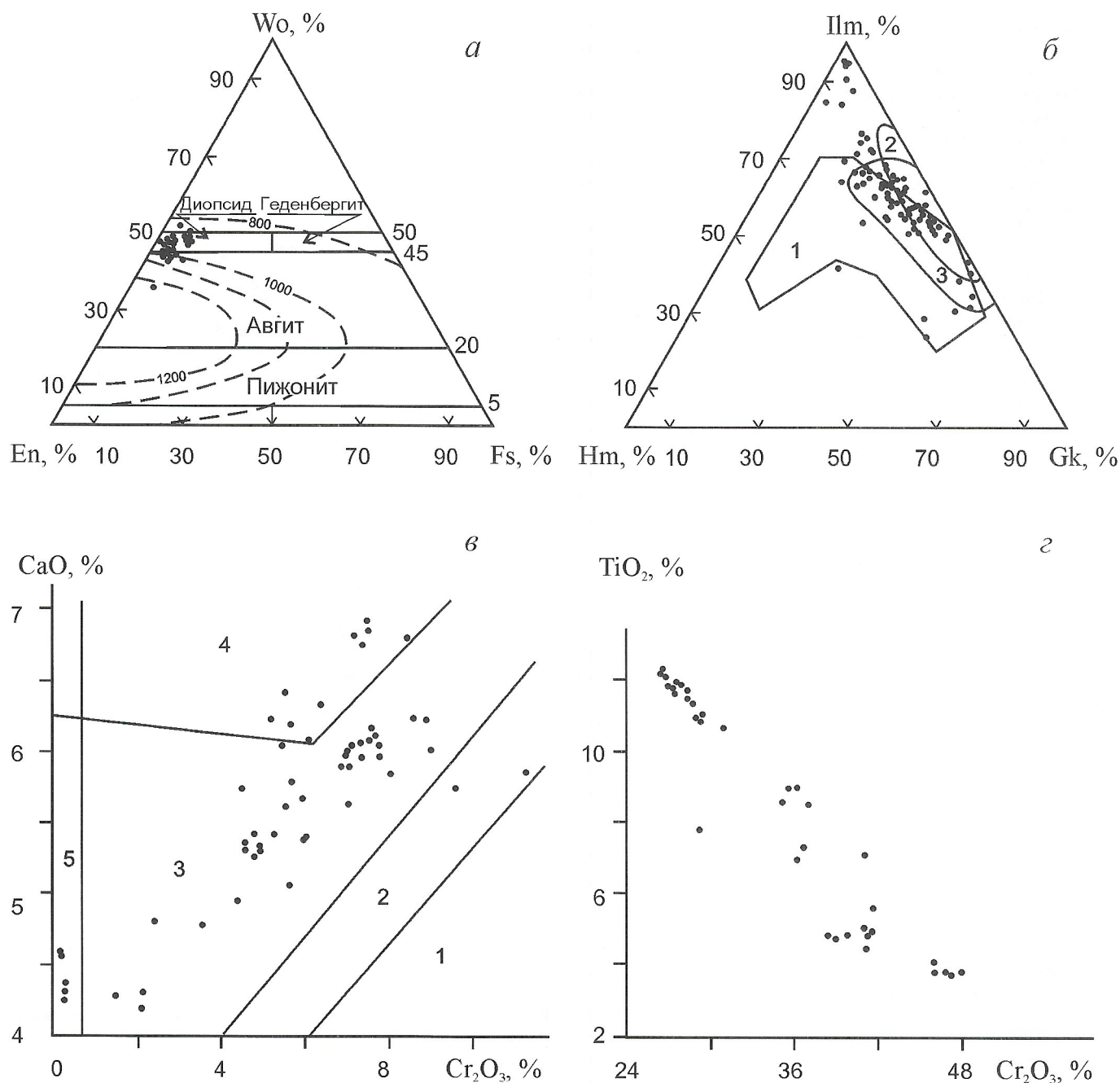


Рис. 3. Особенности химического состава минералов из кимберлитовых пород Дюкенского поля:

а — пироксены; б — ильмениты (1 — мегакристы, 2 — алмазный парагенезис, 3 — включения во флогопите); в — гранаты (1 — алмазный, 2 — гарцбургит-дунитовый, 3 — лерцолитовый, 4 — пироксенитовый, 5 — вебстеритовый парагенезисы); г — шпинели

ках известняков иногда отмечаются неправильной формы мельчайшие (менее 0,1 мм) выделения буро-желтых гранатовgrossуляр-андрадитового ряда. Кимберлит-цемент имеет минералогические разности, аналогичные описанным среди кимберлитов, и различается текстурными признаками, главным образом присутствием или отсутствием автолитов.

В массивной кимберлитовой брекчии по размерам и форме выделены две группы оливина. К первой отнесены округлые или овальные зерна серпентинизированного оливина, размером более 2 мм. Преобладают же идиоморфные и гипидиоморфные вкрапленники оливина второй группы, размером 1—2 мм.

В автолитовых кимберлитовых брекчиях содержание ксенолитов осадочных пород повышается до 15%. Визуально в породе отмечаются ядерные и безъядерные автолиты с

мелкопорфировой структурой, округлой и овальной форм, размером 1,2×1,5 и 2×3 см. Их содержание не превышает 5%. Ядра сложены вкрапленниками оливина, мелкими (1—1,5 см) включениями флогопитсодержащих оливинитов или серпентинитов. Ширина афировых оболочек 2—3 мм. В шлифах хорошо заметно, что автолиты — реликты неизмененной породы оливин-мелилитового либо оливин-флогопитового состава с высоким содержанием перовскита и рудных минералов, т.к. расположены среди карбонатизированных участков связующей массы. В автолитах флогопит-мелилитового состава удлиненно-призматические зерна мелилита расположены между пластинками флогопита. Связующая масса автолитовых кимберлитовых брекчий представляет собой интенсивно карбонатизированные участки с реликтами перовскита и рудных минералов. Карбонат замещает псевдоморфозы серпентина по оливину. Зер-

на перовскита замещаются ильменитом и лейкоксенном. Акцессорные минералы представлены единичными зернами граната, мелкими выделениями апатита.

Минералы-спутники алмаза в кимберлитовых породах ДКП представлены оливином, клинопироксеном, ильменитом, гранатом и хромшпинелью.

Оливины (изучены 475 зерен из 40 кимберлитовых тел поля) характеризуются широкими пределами колебания коэффициента железистости f_m от 7 до 18% (у большинства зерен 9–12%). Из пород среднепалеозойской эпохи встречены пять (аномалии 199/63, 43/63), а позднемезозойской эпохи (аномалии 108/63, 28а/89) три зерна оливины, коэффициент железистости которых (6–8%) характерен для данных минералов, включенных в алмазы [6].

Изученные пироксены в большинстве представлены диопсидами и диопсид-авгитами. Содержание Cr_2O_3 в них составляет 0,7–3,6%, Na_2O 0,1–3,1%, а Al_2O_3 0,1–4,1%. На диаграмме $\text{En}-\text{Wo}-\text{Fs}$ (рис. 3, а) фигуративные точки составов минерала попадают в поле пироксенов из алмазоносных лерцолитов и в поле включений в алмазы и флогопиты [2, 6]. Их температура кристаллизации составляет 800–1100°C [15]. Одно зерно отвечает по составу авгиту (T 1200°C) и аналогично таковому из клинопироксен-ильменитовых сростков из кимберлитов [6].

Большая часть ильменитов на диаграмме $\text{Ilm}-\text{Hm}-\text{Gk}$ (см. рис. 3, б) попадает в поле мегакристаллов этого минерала из кимберлитов и в поле аналогов из ильменитовых гипербазитов [7, 16]. Некоторые зерна ($\text{Hm}<10\%$) подобны включениям в алмазах [5, 6, 14]. Практически для всех изученных образцов количество гематитового компонента составляет менее 20%, что характерно для ильменитов ксеногенной природы [11]. Выделяется группа с содержанием ильменитового минерала более 80%, аналогичных по составу мегакристаллам из щелочных базальтоидов и ильменитам, включенным в аномально железистый мегакристалл граната из трубки Удачная [14].

Все гранаты представлены пиропами, относящимися к разным мантийным парагенезисам (см. рис. 3, в) [6, 13]. Доминируют гранаты из лерцолитов с широкими вариациями содержаний Cr_2O_3 и CaO . Главные минералы в их составе — Prp (68,9%), Alm (9,7%), Kfs (7,7%), Adr (6,8%) и Uvr (5,7%). Расчетные количества титано-андрадита и спессартина составляют менее 1%. Меньше распространены гранаты из магнезиально-железистых пироксенитов. Количество пиропового минерала, по сравнению с предыдущими, снижается в них в среднем до 59,7%, в то время как количество остальных увеличивается (Alm 11,1%, Kfs 10,9%, Uvr 9,9%, Adr 7,5%, $\text{Sps}<1\%$). Несколько зерен граната, вероятно, представляют разности из вебстеритов. Для них характерны минимальные содержания хрома ($\text{Cr}_2\text{O}_3<1\%$) и невысокие кальция ($\text{CaO}<5\%$). Это $\text{Alm}_{21,2}-\text{Prp}_{67,2}$ с достаточно высоким содержанием андрадитовой составляющей (9,2%). И, наконец, к последней, четвертой разности гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса отнесены два зерна $\text{Kfs}_{23,9}-\text{Prp}_{48,8}$, для которых зафиксировано максимальное из всех изученных гранатов содержание Cr_2O_3 более 9%. В его составе отмечены заметные количества альмандинового (11%) и уваровитового (9,5%) минералов.

Изученные хромшпинели по составу близки аналогам из гранатовых лерцолитов. В них отмечаются следующие вариации концентраций TiO_2 и Cr_2O_3 : 4–12 и 26–48% соответственно при относительно невысоком содержании Al_2O_3 от 7 до 16% (см. рис. 3, з).

Таким образом, можно констатировать, что в изученных породах ДКП присутствуют пиропы, хромшпинели, ильмениты и клинопироксены, аналогичные таковым из различных мантийных пород. Среди оливинов, ильменитов и клинопироксенов, кроме того, отмечены аналоги включениям в алмазах.

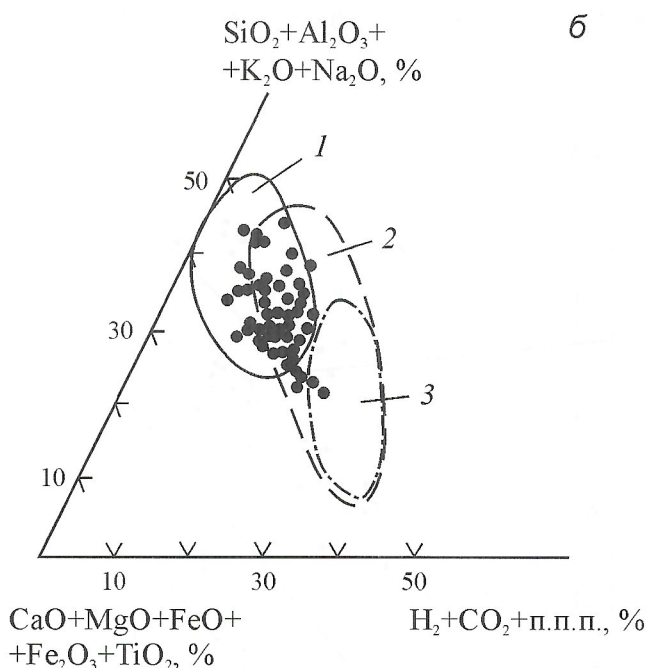
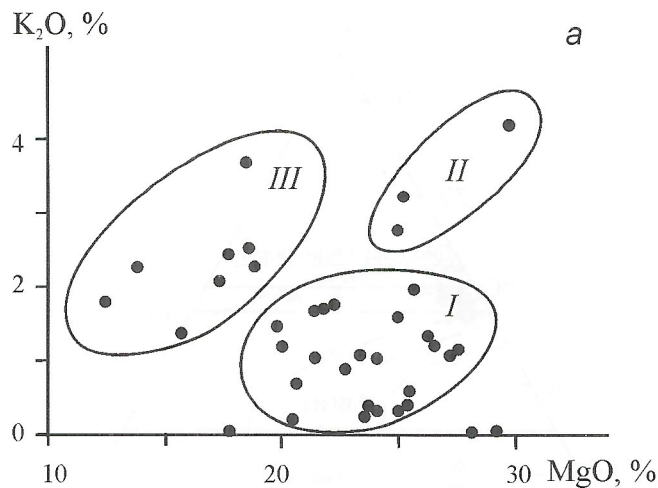


Рис.4. Особенности химического состава кимберлитовых пород Дюкенского поля:

а — соотношение $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$ (I — оливин-серпентиновая, II — оливин-флогопитовая, III — карбонат-флогопитовая разности); б — диаграмма А.Холмса (1 — поле кимберлитов и альнеитов, 2 — поле кимберлитовых брекчий, 3 — поле карбонатитов)

Петрохимические особенности пород ДКП определяют высоким содержанием MgO , обусловленным большим количеством оливина и низкой степенью его серпентинизации; повышенным содержанием TiO_2 в связи с постоянным присутствием перовскита и высоким суммарным содержанием железа (около 13%) при резком преобладании (в 2 раза и более) Fe_2O_3 над FeO . Для кимберлитов характерны широкие вариации K_2O , преобладающего среди щелочей, и летучих компонентов. Относительно повышенное содержание Na_2O (до 0,8%) характерно для мелилитсодержащих разностей. В кимберлитовых породах ДКП наблюдаются характерные для всех кимберлитов ЯКП прямо пропорциональные зависимости $\text{MgO}-\text{SiO}_2$, $\text{CaO}-\text{CO}_2$, $\text{MgO}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5$ и обратно пропорциональные зависимости $\text{CaO}-\text{MgO}$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CaO}$. Первичный состав породы отражают ассоциации оксидов MgO , SiO_2 , TiO_2 , FeO , H_2O . Отрицательная корреляция суммы CaO и CO_2 с вышеуказанными оксида-

ми — доказательство карбонатного метасоматоза, в результате которого уменьшается количество первичных минералов вследствие замещения их кальцитом [1].

Флогопит образует парагенетические ассоциации как с оливином, так и с карбонатом. На графике зависимости K_2O и MgO (рис. 4, а) в области высоких содержаний MgO расположены точки кимберлитов с контрастным содержанием K_2O , которые отражают как оливин-флогопитовый, так и оливин-серпентин-перовскитовый составы пород. Точки породы карбонат-флогопитового состава образуют скопления в области низких значений MgO . Монтichelлитовые кимберлиты имеют избыточное содержание CaO относительно CO_2 , низкое содержание H_2O , CO_2 . Все точки составов кимберлитовых пород на диаграмме Холмса (см. рис. 4, б) расположены в поле кимберлитов и монтichelлитовых альнеитов [11]. Смещение ряда точек в сторону поля карбонатитов отражает сходство химических составов карбонатизированных кимберлитов и карбонатитов, но в первых отсутствует специфическая карбонатитовая минерализация.

Таким образом, характерные особенности Дюкенского кимберлитового поля — широкое распространение пород интрузивной фации с низким содержанием летучих компонентов, высоким содержанием оксидов калия, титана и железа и распространением высокотемпературных минеральных ассоциаций (монтichelлит, мелилит) основной массы.

Необходимо отметить, что на данном уровне исследований не наблюдается различия между кимберлитами мезозойского и палеозойского возрастов по вещественно-морфологическим особенностям, что подчеркивалось и в ранних работах [4].

В заключение отметим следующее.

1. Преобладание на территории Дюкенского поля мелких тел сложного строения и кимберлитов над кимберлитовыми брекчиями, имеющими преимущественно приконтактный характер, постепенные переходы между ними и близость их химических составов, частая встречаемость индикаторных минералов и мелких алмазов, наряду с кимберлитовыми брекчиями, и в кимберлитах, свидетельствуют о том, что здесь наблюдаются в современном срезе корневые части кимберлитовых построек. Они обнажились в результате денудационного среза, мощность которого составляла не менее 1600 м [3]. Находки алмазов в кимберлитах и кимберлитовых брекчиях доказывают, что среди денудированных пород были и алмазоносные, которые могли быть коренными источниками россыпной алмазоносности окружающих территорий.

2. Присутствие мелких включений флогопитсодержащих оливинитов и минералов алмазной ассоциации — типоморфные признаки принадлежности пород к корневым частям трубок, выделяемых как породы гипабиссальной фации.

3. В кимберлитовых телах поля присутствуют пиропы, хромшпинели, ильмениты и клинопироксены из различ-

ных мантийных пород. Среди оливинов, ильменитов и клинопироксенов отмечаются аналоги включениям в алмазах.

4. На Сибирской платформе возраст кимберлитовых пород служит важным критерием прогноза и поисков месторождений алмазов. Все известные на сегодняшний день месторождения локализованы в трубках среднепалеозойского возраста, в то время как многочисленные мезозойские тела кимберлитов характеризуются слабой или низкой алмазоносностью. Выявление в Дюкенском поле кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста — надежный поисковый критерий присутствия здесь алмазоносных тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухова З.А. Автолитовые кимберлитовые брекчии Якутии. — Якутск, 1990.
2. Бабушкина С.А., Маршинцев В.К. Состав включений шпинели, ильменита, граната и диопсида в макрокристаллах флогопита из кимберлитов тр.Мир // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 440—450.
3. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.
4. Брахфогель Ф.Ф., Зайцев А.И., Шамшина Э.А. Возраст кимберлитовых магматитов — основа прогнозирования алмазоносности территорий // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 20—24.
5. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.П. Природный алмаз — генетические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1993.
6. Владимиров Б.М., Соловьева Л.В., Киселев А.И. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы // Кимберлиты — ультраосновная формация древних платформ. Новосибирск, 1990.
7. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.П. Ильмениты из кимберлитов. — М.: Изд-во МГУ, 1984.
8. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983.
9. Зольников Г.В., Сафронов А.Ф., Расторгуев Ю.Л. О содержании и составе гранатов и хромшпинелидов в кимберлитовых трубках Якутии // Силикаты магматических и постмагматических образований Якутии. Якутск, 1983. С. 43—47.
10. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. — М.: Наука, 1983.
11. Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. — М.: Наука, 1984.
12. Олейников Б.В., Никишов К.Н., Ковальский В.В. и др. Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем. — Якутск: Изд-во ЯНЦ, 1985.
13. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
14. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская М.В. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. — Новосибирск: Наука, 1994.
15. Davis B.T.C., Boyd F.R. The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars pressure and its applications to pyroxenes from kimberlites // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P. 3367—3376.
16. Mitchell R.H. Kimberlites. Mineralogy, geochemistry and petrology. N.Y., London: Plenum Press. 1986.

Rb-Sr изотопная геохимия и возраст кимберлитовых пород Толуопского поля

А.И.ЗАЙЦЕВ

Исследования радиогенных изотопных систем кимберлитов и родственными им пород в пределах Якутской алмазодобывающей провинции (ЯАП), начатые в 70–80-х годах XX в., позволили уточнить возраст целого ряда кимберлитовых тел, установить основные этапы проявления кимберлитового магматизма в регионе и подойти к оценке генезиса и возраста их протолитов. Однако большинство кимберлитовых тел и полей еще не охвачены этими исследованиями и в т.ч. кимберлитовые проявления Толуопского поля Нижне-Оленекской группы.

Толуопское кимберлитовое поле расположено в пределах Куойкско-Далдынского поднятия и приурочено к одноименному фрагменту Уэле-Мерчемденской кимберлитоконтролирующей зоны [1]. В свете современных тектонических построений, это поле локализовано в центральной части Беректинского террейна [5]. Тела кимберлитов прорывают карбонатные отложения кембрия, и по совокупности геологических данных и полученных нами предварительных Rb-Sr датировок, их возраст оценивался как среднепалеозойский [1]. Кимберлиты поля по ряду особенностей химического состава [4] и, в частности, по соотношению K_2O и TiO_2 , сопоставимы с кимберлитами I типа, выделяемыми в Южной Африке.

В настоящей работе обсуждаются результаты Rb-Sr изотопных специализированных исследований кимберлитовых пород Толуопского поля. При этом анализируется их матрица — основная связующая масса (ОСМ), подготовленная для анализа по разработанной нами методике [2], а также выделенные из нее силикатная (СФ) и карбонатная (КФ) фракции. Для выделения СФ и КФ применялась методика кислотного выщелачивания [3]. Изотопный состав стронция анализировался на масс-спектрометре МИ-1201-Т без добавления индикатора, а содержания Rb и Sr измерялись методом двойного изотопного разбавления [3]. Дифференцированное изучение Rb-Sr систем ОСМ кимберлитов поля позволило, с одной стороны, определить распределение Rb и Sr в пределах составляющих матрицу фракций (табл. 1), с другой, оценить возраст индивидуальных образцов (табл. 2).

Полученные Rb-Sr датировки образцов кимберлитов поля, рассчитанные по внутренней трехточечной изохроне (вал ОСМ, СФ и КФ), варьируют от 312 до 385 млн.лет (см. табл. 2), при максимуме (77%) распределения их значений в интервале 340–360 млн.лет. В целом это согласуется с Rb-Sr изохронными возрастами конкретных кимберлитовых тел (см. табл. 2). Вся совокупность проанализированных образцов кимберлитов поля (n 39) характеризуется Rb-Sr изохронным возрастом 341 ± 15 млн.лет и первичным изотопным отношением стронция (R_0) $0,7076 \pm 0,0009$. Наилучшая группировка данных (n 33) дает датировку 351 ± 8 млн.лет (R_0 $0,7065 \pm 0,0005$). Дискордантность полученных датировок, вероятно, связана с некоторой изотопной и геохимической неравносностью Rb-Sr систем изученных кимберлитов, фиксируемой даже в пределах конкретных кимберлитовых тел и, возможно, связанной как с первичной, так и вторичной изотопной гетерогенностью кимберлитового вещества: карбонатная фракция ОСМ может представлять собой смесь генетически разнородного материала. Например, КФ образца РС-182 (см. табл. 1) имеет высокое изотопное отношение стронция (0,7157) при отсутствии Rb, и отрицательная корреляция между $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ подразумевает контаминацию образца карбонатным материалом некимберлитового генезиса.

Изучение содержаний Rb и Sr в ОСМ кимберлитов, дифференцированно в валовом составе и в ее силикатной и карбонатной фракциях, свидетельствует о неравномерном распределении в них этих элементов. Рубидий в основном концентрируется в СФ (до 74 мкг/г при среднем содержании $39,062 \pm 15,355$ мкг/г), а стронций в КФ (до 707,913 мкг/г при среднем $258,677 \pm 157,229$ мкг/г). Содержание стронция в СФ очень низкое, не более 16,13 мкг/г, в среднем $9,143 \pm 10,118$ мкг/г. Содержание этих элементов в валовом составе ОСМ определяется соотношением СФ и КФ. Последняя составляет в ОСМ кимберлитов от 27 до 66% и содержит 66–98% всего Sr.

Распределение Rb и Sr в вале ОСМ кимберлитов поля относительно равномерное, и их средние содержания для большинства кимберлитовых тел находятся в близких пределах (табл. 3). Некоторое исключение составляют кимберлиты трубки Ивушка, которые в целом имеют более низкое содержание рубидия и в среднем более высокое стронция. Это, в свою очередь, обуславливает в последних и более низкие Rb/Sr ($0,1329 \pm 0,0570$), чем это зафиксировано в валовом составе ОСМ кимберлитов других тел поля ($0,3003$ – $0,4255$).

Силикатная фракция, относительно валового состава ОСМ, характеризуется более высоким и неравномерным содержанием рубидия (15,80–74,02 мкг/г). Кимберлиты трубки Ивушка имеют наиболее низкие содержания Rb в СФ (15,81–27,62 мкг/г). Содержание в ней Sr (3,3–11,6 мкг/г) низкое, исключая образец РС-182 с относительно высокой концентрацией элемента (40,98 мкг/г). Соответственно, Rb/Sr для СФ ОСМ кимберлитов достаточно высокие и превышают таковые для валового состава и КФ (см. табл. 3). Последняя — основной концентратор стронция. Содержание элемента в КФ варьирует в широких пределах (132–708 мкг/г) и распределено неравномерно в пределах не только кимберлитовых тел, но и между ними (см. табл. 3). Низкие содержания стронция в целом характерны для КФ ОСМ жилы Экстра-1, а наиболее высокие для трубок Ивушка и Закат. Неожиданным явилось обнаружение в КФ относительно повышенных содержаний рубидия (до 23,06 мкг/г). Этот элемент не входит в структуру карбонатных минералов и его появление в КФ, вероятно, связано с процедурой выщелачивания ОСМ и выносом в выщелат рубидия, находящегося в СФ в слабосвязанной форме в межзерновом пространстве породы. Вместе с ним в выщелат КФ из СФ, возможно, поступает и часть радиогенного стронция, обуславливая фиктивное «омоложение» Rb-Sr дат (образцы РС-887 и РС-889). Таким образом, распределение стронция в валовом составе ОСМ в основном контролируется долевым количеством КФ и содержанием в ней стронция. Полученные результаты также указывают на то, что кимберлиты трубки Ивушка достаточно четко отличаются от других кимберлитовых тел Толуопского поля по уровню содержания Rb и Sr в ОСМ и ее СФ и КФ.

Первичные изотопные отношения Sr ОСМ кимберлитов изменяются в широких пределах (0,7048–0,7129) и группируются в следующих интервалах: 0,7048–0,7055; 0,7067–0,7070; 0,7086–0,7092 и 0,7127–0,7129 при дисперсии $^{87}Rb/^{86}Sr$ от 0,0671 до 0,6120. Это свидетельствует о сильной Rb-Sr изотопной гетерогенности кимберлитов поля, наблюдаемой даже в пределах кимберлитовых тел (см. табл. 2). Причина этой изотопной гетерогенности, по-видимому, в первую очередь обусловлена изначальной неоднородностью Rb-Sr систем кимберлитотформирующих

1. Данные Rb-Sr анализа кимберлитов Толуопского поля

Номер образца	Порода	КФ, %	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
<i>Жила Экстра-1</i>						
PC-182(к)	Вал ОСМ	29,10	20,4784	84,4763	0,2396	0,7139
	СФ		38,1335	40,9836	0,9198	0,7105
	КФ		0	190,4431	0	0,7157
PC-884(кб)	Вал ОСМ	39,29	29,6367	61,6739	0,4750	0,7097
	СФ		42,7065	4,0807	10,3451	0,7582
	КФ		9,4415	150,6656	0,0619	0,7077
PC-885(кб)	Вал ОСМ	36,40	32,1037	56,4694	0,5620	0,7102
	СФ		44,078	3,3146	13,1452	0,7316
	КФ		11,1816	149,3443	0,074	0,7077
<i>Жила Экстра-2</i>						
PC-183(кб)	Вал ОСМ	27,95	33,5454	55,0146	0,6027	0,7159
	СФ		41,6526	11,5891	3,5528	0,7316
	КФ		12,6565	166,9576	0,0749	0,7131
PC-886(кб)	Вал ОСМ	49,26	26,1854	102,5781	0,2523	0,7063
	СФ		44,9168	4,6643	9,5192	0,7528
	КФ		6,8912	203,4337	0,0335	0,7052
PC-887(кб)	Вал ОСМ	53,12	31,8427	116,2127	0,2708	0,7064
	СФ		53,5962	7,4656	7,0965	0,7367
	КФ		12,6446	212,1853	0,0589	0,7054
<i>Трубка Ясная</i>						
PC-888(кб)	Вал ОСМ	38,19	27,8051	109,2392	0,2516	0,7059
	СФ		36,9481	3,3369	10,9452	0,7594
	КФ		13,0073	280,6406	0,0458	0,7049
PC-889(кб)	Вал ОСМ	65,54	32,2692	91,3874	0,3490	0,7068
	СФ		74,0222	13,9677	5,2388	0,7305
	КФ		10,3161	132,0936	0,0772	0,7055
<i>Трубка Закат</i>						
PC-890(а)	Вал ОСМ	21,73	37,1478	97,2488	0,3776	0,7073
	СФ		43,1945	6,806	6,2735	0,7368
	КФ		15,3680	423,0177	0,0359	0,7056
PC-891(кб)	Вал ОСМ	32,46	26,9382	87,8360	0,3032	0,7082
	СФ		28,8012	3,3312	8,5388	0,7505
	КФ		23,0618	263,6601	0,0865	0,7071
<i>Трубка Ивушка</i>						
PC-1517(кб)	Вал ОСМ	52,08	16,1346	95,2962	0,1674	0,7094
	СФ		27,625	8,7509	3,1205	0,7240
	КФ		5,5620	174,9285	0,0314	0,7087
PC-1518(кб)	Вал ОСМ	29,39	15,6287	94,0725	0,1642	0,7099
	СФ		15,8070	5,2301	2,9876	0,7237
	КФ		15,2003	307,5179	0,0489	0,7093
PC-1519(кб)	Вал ОСМ	31,59	15,4288	227,2800	0,0671	0,7071
	СФ		16,3186	5,3360	3,0230	0,7233
	КФ		13,5051	707,9128	0,0189	0,7068

Примечание: в скобках: к — кимберлит, кб — кимберлитовая брекчия, а — автолит; здесь и далее: Вал ОСМ — валовая проба ОСМ кимберлита, СФ и КФ — силикатная и карбонатная фракции ОСМ; КФ, % — доля карбонатной фракции в ОСМ; Rb и Sr — мкг/г; образцы из коллекции Ф.Ф. Брахфогеля.

2. Rb-Sr возраст кимберлитов Толуопского поля, млн. лет

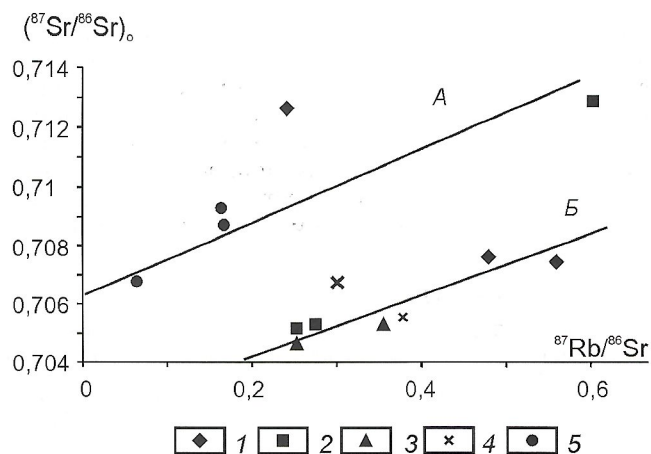
Тело	Номер образца	n	Возраст	R ₀
Экстра-1	PC-884	3	345±12	0,70754±0,00107
Экстра-1	PC-885	3	353±10	0,70754±0,00103
Для всего тела		7	353±7	0,70704±0,00066
Экстра-2	PC-183	3	369±43	0,71294±0,00126
Экстра-2	PC-886	3	352±7	0,70512±0,00052
Экстра-2	PC-886	3	312±7	0,70530±0,00064
Для всего тела		6	340±25	0,70492±0,00171
Ясная	PC-888	3	357±9	0,70477±0,00082
Ясная	PC-889	3	338±29	0,70532±0,00123
Для всего тела		6	350±4	0,70483±0,00032
Закат	PC-890	3	351±11	0,70557±0,00059
Закат	PC-891	3	359±20	0,70668±0,00144
Для всего тела		6	360±18	0,70594±0,00108
Ивушка	PC-1517	3	345±16	0,70864±0,00040
Ивушка	PC-1518	3	341±26	0,70920±0,00063
Ивушка	PC-1519	3	385±9	0,70678±0,00013
Для всего тела		6	346±13	0,70882±0,00032

Примечание: $\lambda_{\text{Rb}} 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$; оценка доверительного интервала возраста и первичного изотопного отношения Sr (R₀) равна 1σ; n — число образцов.

3. Содержание ⁸⁷Rb и ⁸⁶Sr в валовом составе, СФ и КФ ОСМ кимберлитов Толуопского поля

КФ, %	Вал ОСМ			СФ ОСМ			КФ ОСМ		
	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr
<i>Жила Экстра-1 (n 3)</i>									
34,93 (5,25)	27,406 (6,125)	67,540 (14,89)	0,4255 (0,1668)	41,639 (3,113)	16,126 (21,53)	8,2267 (6,5150)	6,874 (6,02)	163,48 (23,36)	0,0453 (0,0397)
<i>Жила Экстра-2 (n 3)</i>									
43,44 (13,56)	30,524 (3,853)	91,268 (32,13)	0,3753 (0,1972)	42,722 (6,173)	7,906 (3,483)	6,7228 (3,0007)	10,73 (3,32)	194,19 (23,99)	0,0558 (0,0209)
<i>Трубка Ясная (n 2)</i>									
56,86 (19,34)	30,037 (3,157)	103,81 (7,673)	0,3003 (0,0689)	55,485 (26,22)	8,653 (7,517)	8,092 (4,035)	11,66 (1,90)	206,37 (105)	0,0615 (0,0222)
<i>Трубка Закат (n 2)</i>									
27,10 (7,59)	32,043 (7,219)	92,542 (6,656)	0,3404 (0,0526)	35,998 (10,18)	5,069 (2,457)	7,4062 (1,0618)	19,21 (5,44)	344,34 (112,7)	0,0612 (0,0358)
<i>Трубка Ивушка (n 3)</i>									
37,69 (12,51)	15,731 (0,364)	138,88 (76,56)	0,1329 (0,057)	19,917 (6,680)	6,439 (2,003)	3,0437 (0,0688)	11,42 (5,14)	396,79 (277,5)	0,0331 (0,0151)
<i>Среднее по полю (n 13)</i>									
38,39 (12,53)	26,550 (7,374)	98,906 (43,19)	0,3140 (0,1571)	39,062 (15,36)	9,1428 (10,12)	6,5366 (3,805)	11,45 (5,52)	258,68 (157,2)	0,0498 (0,0254)

Примечание: содержание ⁸⁷Rb и ⁸⁶Sr — мкг/г; в скобках — стандартное отклонение элемента.



Характер зависимости между первичными изотопными отношениями стронция и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для кимберлитов Толуупского поля:

A — кимберлиты с высокими R_0 ; *B* — то же, но с низкими R_0 ; кимберлитовые тела: 1 — жила Экстра-1, 2 — жила Экстра-2, 3 — трубка Ясная, 4 — трубка Закат, 5 — трубка Ивушка

субстратов. Наличие тенденции к положительной связи между R_0 и Rb-Sr отношений ОСМ кимберлитов поля подразумевает фракционированный и эволюционный характер Rb-Sr систем протолитов на момент формирования кимберлитов. Вероятно, интенсивность процесса образования кимберлитов была недостаточной для приведения Rb-Sr систем их протолитов в полное изотопное равновесие. При детальном рассмотрении характера этой зависимости (рисунок) видно, что все точки данных группируются в две полосы и характеризуют различные источники кимберлитового вещества. Наклон линий зависимостей, при допущении их изохронной природы, подразумевает возраст этих протолитов на момент кимберлитобразующего процесса. Максимальное число точек приурочено к нижней полосе (см. рисунок, линия *B*). Регрессионный анализ зависимости определяет эрохронный возраст протолита на момент формирования кимберлитов 641 ± 211

млн.лет (n 7) и R_0 $0,7026 \pm 0,0011$. Для образцов, формирующих верхнюю полосу (линия *A*), эрохронный возраст протолита оценен в 744 ± 353 млн.лет (n 4) и R_0 равна $0,70676 \pm 0,00163$. С учетом возраста кимберлитов поля (350 млн.лет) время формирования их протолитов равно 991 и 1094 млн.лет соответственно. Таким образом, кимберлиты поля формировались из двух практически синхронных по времени образований, но различных по параметрам Rb-Sr систем мантийных субстратов.

Модельные Rb-Sr датировки кимберлитов поля, обычно рассматриваемые как предполагаемый возраст события модификации мантии, т.е. время отделения протолитов пород от примитивного T_{UR} или деплетированного T_{DM} мантийных резервуаров, в целом не противоречат проведенной выше оценке. Большинство рассчитанных модельных дат T_{UR} (табл. 4) составляют 581–1172 млн.лет при среднем значении 779 ± 196 млн.лет. Остальные датировки или аномально высокие (больше возраста Земли), или имеют отрицательные значения. Модельные T_{DM} для большинства образцов варьируют от 847 до 1064 млн.лет и в среднем составляют 964 ± 84 млн.лет. Два образца имеют возраст 1351–1581 млн.лет, три 3319–3658 млн.лет и модельная дата одного образца превышает возраст Земли (8415 млн.лет). Вся гамма модельных датировок подразумевает сложную и полихронную историю эволюции мантии под Толуупским кимберлитовым полем. Протолит с низкими R_0 0,7026 (см. рисунок, линия *B*) предположительно формировался при деплетировании мантии около 1 млрд лет назад. Значения T_{DM} его образцов имеют лучшую сходимость с эрохронным возрастом (991 млн.лет), чем T_{UR} . В то же время образцы из протолита с высокими R_0 (0,7063) (см. рисунок, линия *A*) имеют древние модельные T_{DM} (более 3 млрд.лет). Вероятно, вещество этого протолита было образовано при деплетировании мантии в интервале времени 3,3–3,66 млрд.лет, а его изотопный состав строения имел эволюцию до события модификации мантии в регионе около 1 млрд лет назад и на тот момент его изотопно-геохимические признаки отвечали

4. Rb-Sr модельные параметры кимберлитов Толуупского поля

Тело	Номер образца	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$	$f_{\text{Rb/Sr}}$	T_{UR}	T_{DM}
Экстра-1	PC-182	122,32	1,90	4098	3652
Экстра-1	PC-884	46,97	4,74	927	1064
Экстра-1	PC-885	47,09	5,80	832	955
Экстра-2	PC-183	122,72	6,29	1527	1582
Экстра-2	PC-886	13,00	2,05	743	1060
Экстра-2	PC-887	15,16	2,27	708	1007
Ясная	PC-888	7,31	2,04	581	936
Ясная	PC-889	14,22	3,22	606	847
Закат	PC-890	19,67	3,57	665	878
Закат	PC-891	35,85	2,67	1172	1351
Ивушка	PC-1517	64,05	1,02	3060	3349
Ивушка	PC-1518	69,03	0,98	4518	3658
Ивушка	PC-1519	37,69	–0,19	–12 839	8415

Примечание: параметры $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$, $f_{\text{Rb/Sr}}$ и T_{UR} рассчитаны с учетом современных значений в примитивном мантийном резервуаре (UR): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7045, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 0,0827, а T_{DM} относительно современных значений в деплетированной мантии (DM): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7030, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 0,0348; модельные датировки T_{UR} , T_{DM} даны в млн.лет.

«обогащенной» мантии. При дальнейшей эволюции этих кимберлитотформирующих субстратов проходила аккумуляция в них радиогенного стронция, и на момент развития кимберлитов они имели признаки обогащенной мантии. Это вытекает также из анализа модельных параметров $E_{Sr}(T)$ и $f_{Rb/Sr}$ (см. табл. 4), показывающих характер и степень отклонения параметров Rb-Sr системы от таковых в примитивной мантии на момент образования кимберлитовых магм. Все полученные $E_{Sr}(T)$ и $f_{Rb/Sr}$ положительные (7,31—122,32 и 5,80—0,98 соответственно), исключая образец РС-1519 (трубка Ивушка) с отрицательной $f_{Rb/Sr}$ (–0,19). Это указывает, что источником вещества кимберлитов поля могла быть изотопно-геохимически неоднородная обогащенная литофильными элементами мантия.

Таким образом, полученные результаты предполагают, что кимберлиты поля формировались за счет вещества двух протолитов, каждый из которых имел свою предысторию. Наиболее древний, с высоким изотопным отношением стронция, вероятно, образовался при деплетировании мантии в интервале времени 3,3—3,6 млрд. лет, а «молодой» кимберлитотформирующий субстрат, характеризующийся более низким радиогенным составом строн-

ция, был отделен от деплетированной мантии 800—1000 млн. лет назад. В этот же период произошла модификация более древнего протолита с возможной нивелировкой их Rb-Sr систем. С этого момента и до образования кимберлитов (350 млн. лет) в породах обоих протолитов накапливался радиогенный стронций за счет распада рубидия, и обусловленная этим изотопная неравновесность пород была сохранена при формировании кимберлитовых магм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брахфогель Ф. Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.
2. *Брахфогель Ф. Ф., Ковальский В. В.* Возраст кимберлитовых тел Сибирской платформы // Советская геология. 1978. №4. С. 133—139.
3. *Зайцев А. И., Энтин А. Р., Ненашев Н. И.* и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992.
4. *Илутин И. П., Каминский Ф. В., Францесон Е. Б.* Геохимия кимберлитов. — М.: Недра, 1978.
5. *Смелов А. П., Ковач В. П., Габышев В. Д.* и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 6—10.

УДК 553.322

© В. С. Шкодзинский, А. Г. Копылова, 2002

Сидерофильные элементы в самородном железе базитов и его генезис

В. С. ШКОДЗИНСКИЙ, А. Г. КОПЫЛОВА

После первой находки Нордшельдом в 1870 г. крупных валунов самородного железа на побережье о. Дisko (Гренландия) [9] были открыты железосодержащие базиты как на этом острове, так и на Сибирской платформе и в некке Бюль в Германии. Железо в базитах образует каплевидные сферулы, диаметром около 1 мм, которые при большом количестве сливаются, выполняют промежутки между породообразующими минералами и образуют желваки, наиболее крупный из которых на о. Дisko достигает 25 т. Микроскопические зерна железа встречаются во многих типах магматических пород, однако желваки обнаружены только в субвулканических интрузиях и дайках толеитового состава. Скопления железа присутствуют обычно в верхних частях интрузий и представлены камаситом и ферритом с включениями когенита, вюститита, троилита, халькопирита, самородной меди, графита, ильменита, магнетита и различных породообразующих минералов [5, 6, 15].

Выяснение генезиса желваков самородного железа в базитах имеет важное значение для реконструкции процессов образования и кристаллизации основных магм и происхождения мантии. Некоторые исследователи самородного железа о. Дisko и Сибирской платформы связывали его образование с процессами восстановления в магмах, проходившими при ассимиляции ими углистых осадочных пород [15] или под влиянием выделявшихся из этих пород углеводородов [5]. Однако такое предположение не согласуется с отсутствием самородного железа на контакте базитов с этими породами и его находками в базитах, не имеющих контактов с углесодержащими толщами, с наличием включений железа в ранних породообразующих минералах железосодержащих магматических пород [6]. Б. В. Олейников [6] предполагал раннемагматическое формирование самородного железа в интрузивных траппах Сибирской платформы путем металлизации расплава под

влиянием гипотетических восстановленных мантийных флюидных потоков.

Принципиально новое решение проблемы генезиса самородного железа, с нашей точки зрения, открывает установленное в последнее время методами сейсмической томографии существование восходящих конвективных потоков в мантии, начинающихся у границы с ядром и достигающих подошвы литосферы [12]. Можно предполагать, что эти потоки (плюмы) иногда выносили материал, идентичный сформировавшемуся ядру, до подошвы литосферы, а зарождавшиеся в них основные магмы доставляли его в верхние части земной коры. Скорее всего, выносились не внешние части ядра, а скопления железа, которые присутствовали в пограничных с ядром частях мантии и сформировались в результате совместного с силикатами выпадения последних фракций облака металлических частиц в окрестностях зарождавшейся Земли. Ядро же возникло раньше мантии путем быстрого слипания железных частиц, намагниченных при движении в мощном магнитном поле Солнца. Быстрое раннее образование ядра объясняет его очень высокую температуру и химическую неравновесность вещества мантии с металлическим железом [8].

В случае такого происхождения самородное железо по содержанию примесей, особенно хорошо растворимых в нем сидерофильных элементов, должно быть близко железным метеоритам, т. к. они представляют собой обломки ядер малых планет. Некоторые отклонения от средних составов железных метеоритов должны существовать в сторону обеднения железа базитов высокотемпературными и обогащения низкотемпературными элементами протопланетного диска, т. к. исходный материал этого железа, скорее всего, сформировался из его последних низкотемпературных конденсатов. Сопоставление опубликованных данных [2—4, 6, 10, 11, 13] о содержании сидерофильных эле-

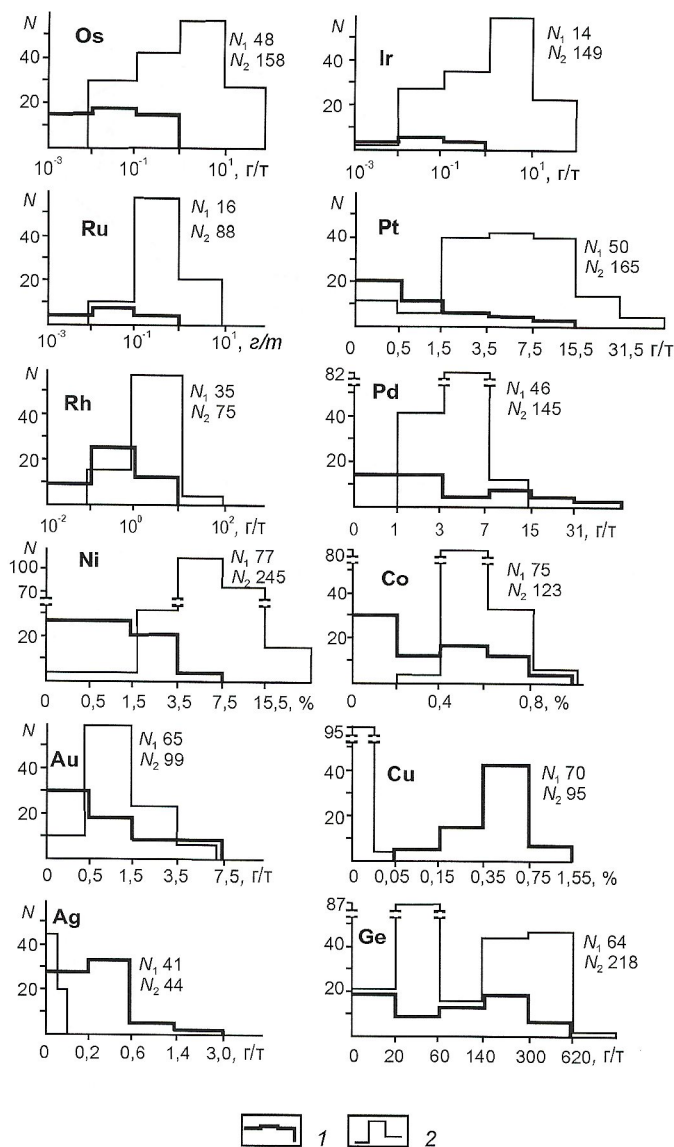


Рис. 1. Гистограммы содержаний изученных сидерофильных элементов в земном (1) и метеоритном (2) железе:

N — число анализов в принятых интервалах содержаний элементов; N_1 и N_2 — общее число определений каждого элемента соответственно в земном и метеоритном железе

ментов в железе метеоритов и основных интрузий Сибирской платформы (Джалтульской, Хунгтукунской, Хининдинской и Маймечинской) полностью подтвердили данное предположение.

В земном железе содержание сидерофильных элементов с высокими температурами конденсации (Os, Ir, Ru, Pt, Rh, Pd, Ni, Co, Au) действительно равны или меньше таковых в метеоритном железе (рис. 1, 2). Для элементов с низкими температурами конденсации (Cu, Ag, Ge) наблюдается противоположная тенденция. Чем ниже температура конденсации высоколетучего элемента, тем больше в среднем степень обогащения им земного железа по сравнению с метеоритным. Интервалы содержаний всех элементов в метеоритном и земном железе частично перекрываются. Элементы с высокой концентрацией в железных метеоритах (Ni, Ag, Ge) в большом количестве присутствуют и в железе базитов, малораспространенные в метеоритах элементы (Os, Ir) дефицитны и в земном железе. Все это свидетельствует об однотипности процессов

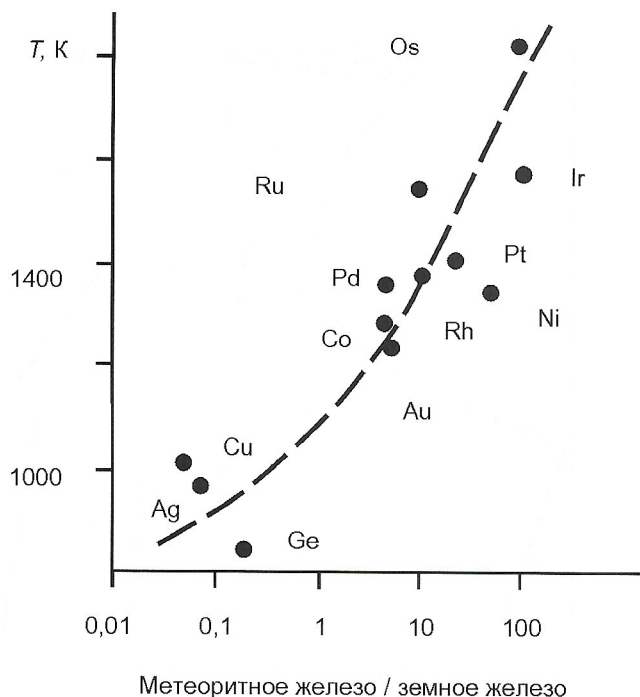


Рис. 2. Зависимость отношений наиболее распространенных содержаний сидерофильных элементов (максимумы на рис. 1) в метеоритном и земном железе от температуры конденсации их в протопланетном облаке при давлении 10 Па:

пунктир — средняя линия корреляции; температуры конденсации по данным работы [14]

возникновения исходного вещества железа метеоритов и базитов, о формировании последнего в результате выпадения остаточной низкотемпературной фракции облака железных частиц на начальной стадии аккреции мантии после завершения процессов образования ядра, в котором была сконцентрирована главная масса высокотемпературных сидерофильных компонентов окрестностей Земли, и о подъеме включений железа нижнемантийными плюмами и зарождавшимися в них основными магмами.

Такой механизм генезиса объясняет особенности распространения самородного железа в базитах, одна из которых — присутствие скоплений железа в толеитовых базитах, магмы которых обычно зарождаются в поднимающихся нижнемантийных плюмах. В модели гетерогенной горячей аккреции Земли [8] толеитовый состав магм, возникающих в этих плюмах, обусловлен небольшой глубиной раннего магматического океана при формировании нижней мантии и низким давлением при его придонной кристаллизации и фракционировании под влиянием роста нагрузки новообразованных при аккреции верхних частей. Низкое давление определило толеитовый состав остаточных расплавов, формировавшихся при таком фракционировании. Падение крупных планетезималей при аккреции вызывало быстрое компрессионное остеклование этих расплавов при заполнении ими возникавших на дне магматического океана импактных углублений и формирование из них линз толеитовых пород среди ультраосновных кумулатов [8]. Такие породы в дальнейшем преобразовались в различные эклогиты под влиянием увеличения нагрузки формировавшихся верхних частей мантии. Вследствие быстрого затвердевания расплава в этих линзах выпадавший из протопланетного диска при их образовании железный материал захоронился в них в виде включений. Декомпрессионное плавление таких линз железосодержащих толеитовых по составу эклогитов при подъеме плюмов приводило к преобразованию их в

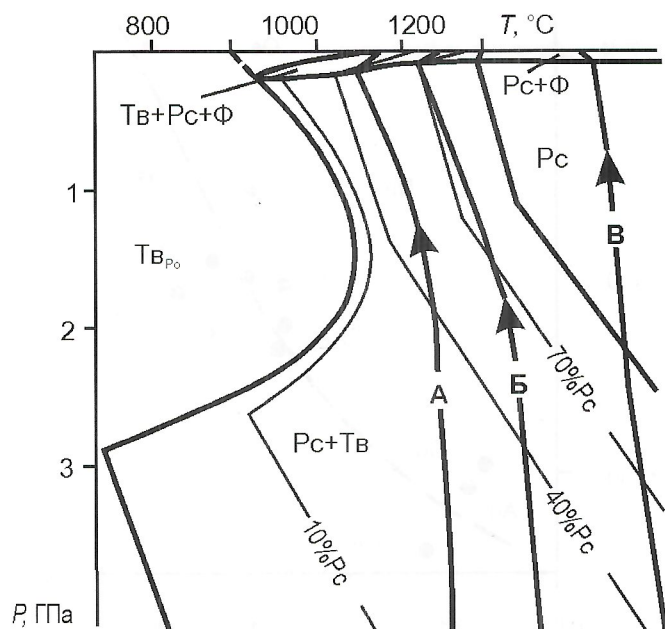


Рис. 3. P - T диаграмма фазового состава толеитовых магм:

поля: P_c — гомогенного расплава, $P_c+Ф$ — расплава и флюидной фазы, P_c+T_b — расплава и твердых фаз, $P_c+T_b+Ф$ — расплава, твердых фаз и флюида, T_{bP_0} — роговообманкового габбро; 5% P_c , 40% P_c — линии равных содержаний расплава; линии со стрелками — эволюция магм при подъеме при продуктивности магматического очага 120 м³/с (А — низкотемпературных полностью декомпрессионно затвердевающих после вскипания и формирующих только интрузии, Б — среднетемпературных частично декомпрессионно затвердевающих, В — высокотемпературных, способных изливаться на земную поверхность)

соответствующие магмы, содержавшие скопления самородного железа. Это объясняет присутствие желваков железа в базитах толеитового состава и отсутствие их, например, в щелочных базитах, формировавшихся из вещества верхней мантии, в котором не могло быть остатков облака металлических частиц.

Минимальная температура кристаллизации расплава в системе Fe—C—S 975°C [1] намного ниже температуры ликвидуса базальта (до 1300°C), поэтому железо в основных магмах находилось преимущественно в расплавленном состоянии. Это причина каплевидной формы его мелких выделений и присутствия включений последних в породообразующих минералах базитов. Крупные скопления железного расплава под влиянием градиентов скоростей течения в поднимающихся по узким магмоводам основных магмах дробились на относительно небольшие капли, которые имели небольшую скорость оседания и поэтому выносились магмами в верхние части земной коры.

Максимальный размер выносимых капель определялся вязкостью и минимальной скоростью подъема магм. Вязкость магм в очень большой степени зависит от соотношения в них количества расплава и твердых фаз [7]. Поэтому важно оценить это соотношение на различных стадиях подъема. Его отражает рассчитанная P - T диаграмма фазового состава толеитовых магм (рис. 3). Методика расчетов и исходные данные приведены в работе [7]. На диаграмме линии со стрелками показывают эволюцию низкотемпературных магм, полностью затвердевавших на малоглубинной стадии подъема под влиянием снижения давления летучих после вскипания расплава (А), среднетемпературных магм, частично декомпрессионно затвердевавших при подъеме (Б), и высокотемпературных магм, не испытывав-

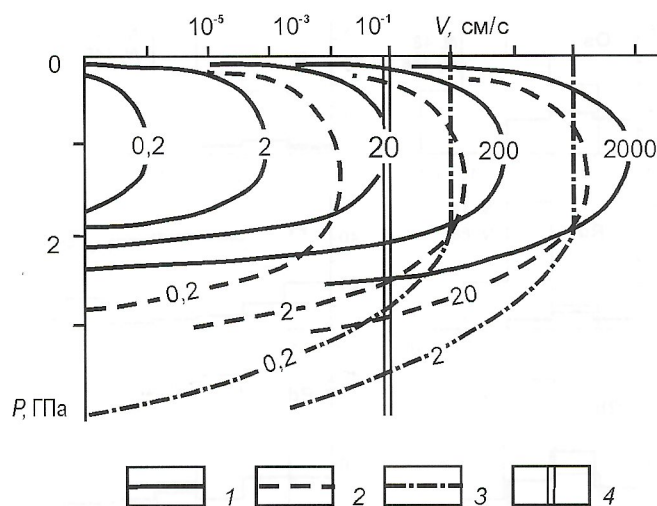


Рис. 4. Соотношение скоростей оседания шарообразных тел расплавленного железа с давлением в основных магмах:

магмы: 1 — низко-, 2 — средне-, 3 — высокотемпературные; 4 — принятая минимальная скорость подъема магм, см/с; цифры у кривых — диаметр тел расплавленного железа, см

ших процессов декомпрессионного затвердевания (В). Для этих температурных разновидностей магм рассчитана скорость оседания шарообразных капель расплавленного железа различного размера при разном давлении (рис. 4). Расчеты проводились по формуле Стокса для шарообразных тел [7].

Если показанная на рис. 4 скорость осаждения капель расплавленного железа ниже, чем минимальная скорость подъема магм, то капли будут выноситься ими, если выше, то не будут. Скорость подъема магм в верхних частях современных вулканов обычно составляет первые сантиметры—метры в секунду, на глубинных стадиях подъема она резко снижается [7] вследствие уменьшения содержания расплава в магмах под влиянием высокого давления и увеличения в связи с этим их вязкости. На рис. 4 видно, что, если минимальная скорость подъема магм при давлении 0—2 ГПа составляет 0,01 см/с (линия 4), то формировавшиеся только интрузии низкотемпературных магм (см. рис. 3, линия А) были способны выносить капли расплавленного железа, диаметром до 20 см. Максимальный размер выносимых капель в среднетемпературных частично декомпрессионно затвердевавших (Б) и высокотемпературных, способных изливаться на земную поверхность (В) магмах составляет соответственно 5 и 0,5 мм. Вследствие существования тенденции укрупнения капель расплавленного железа под влиянием сил поверхностного натяжения в виде очень мелких капель должна была находиться незначительная часть железа. Следовательно, большое количество железа могли выносить наиболее низкотемпературные толеитовые магмы, затвердевавшие в виде интрузий, высокотемпературные изливавшиеся на земную поверхность магмы выносили его в незначительном количестве. Это объясняет присутствие скоплений железа в субвулканических интрузивных базитах и нетипичность их для излившихся разновидностей этих пород.

Среднетемпературные частично затвердевавшие при подъеме магмы после образования ими субвулканических интрузий некоторое время сохраняли высокопластичное состояние, достаточное для начала в них процессов оседания железа, что является причиной присутствия признаков ограниченного его оседания в некоторых интрузиях о.Диско. Данные процессы не возникали в относительно

низкотемпературных интрузивных магмах, полностью декомпрессионно затвердевавших на заключительных стадиях подъема. Это объясняет долгое время казавшийся загадочным факт отсутствия придонных скоплений железа в большинстве интрузий о.Диско и во всех интрузиях Сибирской платформы.

Процессы отсадки капель расплавленного железа должны были проходить при подъеме магм до начала их декомпрессионного затвердевания с накоплением железа в нижних частях поднимающихся магматических колонн. Вследствие подъема по уже прогретым магмоводам эти нижние части имели несколько более высокую температуру, чем верхние, поэтому поднимались выше и быстро декомпрессионно затвердевали в интрузиях над бедными железом магмами верхних частей магматических колонн. Это и есть причина казалось бы парадоксальной обогащенности скоплениями самородного железа верхних частей базитовых интрузий Сибирской платформы.

В железосодержащих базитах всегда присутствует графит, для которого обычно предполагается образование в результате ассимиляции магмой вмещающих пород. Однако графит обычен и в различных типах метеоритов, поэтому можно предполагать его совместное с железом выпадение при аккреции нижней мантии. В этом случае по мере формирования последней графит должен был превращаться в высокобарические высшие карбиды Fe_7C_3 и Fe_2C [1] и алмаз под влиянием роста нагрузки новообразованных верхних частей. На малоглубинной стадии подъема плюмов и магм эти фазы преобразовывались в когениит Fe_3C и графит под влиянием декомпрессии. Встречающийся в метеоритах клифтонит часто рассматривается как параморфоза по алмазу, поэтому присутствие его в железосодержащих базитах Сибирской платформы [6] может свидетельствовать о существовании в них алмаза на глубинной стадии эволюции и подтверждает рассматриваемую модель образования самородного железа.

Таким образом, присутствие желваков самородного железа в субвулканических толеитах подтверждает представления о существовании нижнемантийных плюмов, поднимающихся от границы с ядром. Толеитовый состав железосодержащих базитов согласуется с моделью образования нижней мантии в результате низкобарического фракционирования раннего малоглубинного магматического океана при аккреции Земли. Приуроченность скоплений железа к верхним частям интрузий свидетельствует о большой

роли процессов декомпрессионного затвердевания при образовании последних.

Выражаем признательность М.Д.Томшину и А.В.Округину за полезные замечания к статье, учтенные при ее окончательной подготовке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Диаграммы состояния двойных и многокомпонентных систем на основе железа. Справочник* / О.А.Банных, П.Б.Будберг, С.П.Алисова и др. — М.: Металлургия, 1986.
2. *Копылова А.Г., Олейников Б.В.* Благородные металлы в самородном железе континентальных базитов // Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Т. 3. Якутск, 1997. С. 56—59.
3. *Лаврухина А.К., Стахеева С.А., Лаврентьева З.А., Игнатенко К.И.* Особенности состава Fe, Ni-фазы в хондрах хондритов различных химических групп // Метеоритика. 1989. № 84. С. 35—53.
4. *Олейников Б.В., Копылова А.Г., Домбровская З.Г.* Германий в самородном железе земных базитов // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 60—62.
5. *Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г.* Самородное железо сибирских траппов. — Новосибирск: Наука, 1985.
6. *Самородное металлообразование в платформенных базитах* / Б.В.Олейников, А.В.Округин, М.Д.Томшин и др. — Якутск, 1985.
7. *Шкодзинский В.С.* Фазовая эволюция магм и петрогенезис. — М.: Наука, 1985.
8. *Шкодзинский В.С.* Природа строения и ранней эволюции Земли в свете модели фракционирования глобального магматического океана при ее образовании // Геология и геофизика. 1997. № 6. С. 1151—1161.
9. *Bird J.M., Goodrich C.A., Weathers M.S.* Petrogenesis of Uifag Iron, Disko island, Greenland // J. Geophys. Research. 1981. Vol. 86. № B12. P. 11787—11805.
10. *Greenland L.* The abundances of selenium, tellurium, silver, palladium, cadmium, and zinc in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1967. Vol. 31. № 5. P. 849—860.
11. *Hoashi M., Brooks R.R., Reeves R.D.* Palladium, platinum and ruthenium in iron meteorites and their taxonomic significance // Chemical Geology. 1993. Vol. 106. P. 207—218.
12. *Maruyama S.* Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. № 1. P. 24—49.
13. *Pernicka E., Wasson J.T.* Ru, Re, Os Pt and Au in iron meteorites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1987. Vol. 51. P. 1717—1726.
14. *Schmitt W., Palme H., Wanke H.* Experimental determination of metal/silicate partition coefficients for P, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Mo, and W and some implications for the early evolution of the Earth // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. P. 173—185.
15. *Ulf-Moller F.* Native iron bearing intrusions of the Hammers Dal complex, North-West Disko // The Geological Survey of Greenland Report. 1977. Vol. 81. P. 15—33.

Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилуйского палеорифта

А.И.КИСЕЛЕВ, К.Н.ЕГОРОВ, М.Н.МАСЛОВСКАЯ

Представления о связи кимберлитового магматизма с рифтогенезом (авлакогенезом) на Сибирской платформе высказывались давно, но особенно популярными стали в последние годы [6, 8]. Деструктивные рифтогенные процессы приводили к разрушению основания кратонной литосферы и сокращению ее алмазного потенциала. Растягивающие напряжения в рифтовой зоне были благоприятны для развития в ее пределах базитового магматизма. Рифтогенез в той или иной мере затрагивал и стабильные блоки платформы, в пределах которых проявился не только базитовый, но и кимберлитовый магматизм. Большинство кимберлитовых тел в Мирнинском и Алакит-Мархинском кимберлитовых полях контролируется среднепалеозойскими сбросовыми впадинами [5]. Морфологически это грабены, полуграбены, желоба — для линейно расположенных тел, а для кустов — мульды или впадины сложной конфигурации. Характер распределения диатрем (линейный, кустовой, смешанный) и приуроченность кимберлитов к разломам определенного направления, вероятно, зависят от структурной неоднородности кристаллического фундамента, а также чехла. При этом остается неясным, являлись ли поверхностные структуры активными или пассивными во время внедрения кимберлитов. Ситуация осложняется тем, что часть структур возникла после эпохи кимберлитобразования и поэтому закономерного отношения к размещению кимберлитовых полей иметь не может [3]. Существует также проблема связи между подлитосферными процессами, вызывающими образование кимберлитов, и структурами верхней коры, влияющими на их размещение [13, 21].

Эпоха среднепалеозойской тектономагматической активности, сопровождаемая растяжением литосферы и образованием рифтовых структур, охватывала как Восточно-Европейскую, так и Сибирскую платформы. Во многом она имела унаследованный характер и наиболее полно проявилась в районах, ослабленных рифейским рифтогенезом [14]. Активизация могла быть связана с реализацией внутриплитных напряжений, генерируемых на краях плит, а также с подлитосферными энергетическими источниками. Согласно А.Шонгеру [26], из-за более высокой скорости вращения Северо-Азиатского кратона относительно Восточно-Европейского в позднем девоне установилась наивысшая скорость деформации при образовании складчатой структуры Алтаид, примыкающих к Северо-Азиатскому кратону. Одновременно произошло раскрытие Вилуйского, Кютюндинского и Соболевского палеорифтов на пассивной континентальной окраине платформы, подвергнутой интенсивному растяжению (рис. 1). Канадские геологи рассматривают альтернативный механизм растяжения, связывая его с активностью Якутского плюма [19]. Среднепалеозойские палеорифты представляют собой недоразвитые ответвления тройных сочленений рифтовых систем, основное тело которых было перекрыто структурами Верхоянского складчато-надвигового пояса [4, 14, 20].

В циклах тектонотермальной активности древних платформ кимберлиты проявляются изолированно или в пространственно-временном совмещении с продуктами карбонатитового, щелочно-ультраосновного и базитового

магматизма. Так, на северо-востоке Сибирской платформы Далдыно-Оленекский ареал среднепалеозойских кимберлитов, по крайней мере, в его юго-западной части не сопровождается другими разновозрастными магматитами. Его структурное положение, вероятно, связано с активизацией древних разломов глубинного заложения во время рифтогенеза.

Другой ареал, содержащий в целом небольшое число кимберлитовых тел в пределах Мирнинского и Накынского полей, находится в зоне высокой магматической проницаемости, трассируемой среднепалеозойским Вилуйско-Мархинским дайковым поясом базитов протяженностью более 700 км на северо-западном плече Вилуйского палеорифта (см. рис. 1). Только здесь в виде трубчатой (эксплозивной) фации присутствуют не только кимберлиты, но и базиты. В Мало-Ботуобинском районе трубчатые тела кимберлитов и эксплозивных базитов пространственно могут быть как сближены, так и удалены на довольно большие расстояния друг от друга. В Накынском районе, изученном пока гораздо хуже, тела эксплозивных брекчий неясной морфологии вместе с жилами и дайками высокощелочных базитов группируются как возле кимберлитовых тел, так и на значительном (10—30 км) от них расстоянии. В Мирнинском (Мало-Ботуобинском) районе базитовые трубки взрыва по составу исходного вещества подразделены на толеитовые и щелочные оливин-базальтовые [10]. В общей последовательности магматических событий в пределах Вилуйско-Мархинского дайкового пояса толеитовые базиты предшествовали появлению кимберлитов [2].

В процессе поисково-разведочных работ в Накынском кимберлитовом поле обнаружены довольно сложные пространственно-временные отношения между базитами и кимберлитами. Базиты нормальной щелочности явно до-кимберлитовые: их ксенолиты присутствуют в кимберлитах. Но известен также факт прорывания кимберлитовой трубки Нюрбинская дайкой щелочных базитов [12]. Нами эруптивный контакт между кимберлитами и щелочными базитами в этой трубке изучался по керну скв. 9/198. Автолитовая кимберлитовая брекчия в интервалах глубин 378—382; 385—386; 413—415 и 423—425 м прорвана мало-мощными (от 30 см до 1,5 м) телами (дайками?) щелочных калиевых базитов.

В основном интрузивные долериты Накынского поля и расположенные южнее базальты аппаинской свиты отнесены к сериям толеитовых и умеренно щелочных пород (рис. 2). Посткимберлитовые щелочные калиевые базиты трубки Нюрбинская в основном группируются в поле сильнощелочной серии. В ассоциации с щелочными породами находятся продукты их взрывной дезинтеграции — эксплозивные брекчии существенно базитового или смешанного базит-карбонатного состава. Петрогеохимическая характеристика базитов Накынского поля приведена в таблице. По химическому составу [8, 9, 12] эти породы, как и все среднепалеозойские базиты Вилуйско-Мархинского дайкового пояса, отличаются от пермо-триасовых траппов повышенным содержанием титана, фосфора и калия. По сравнению с нормальными долеритами щелочные базиты несколько обеднены натрием и обогащены калием

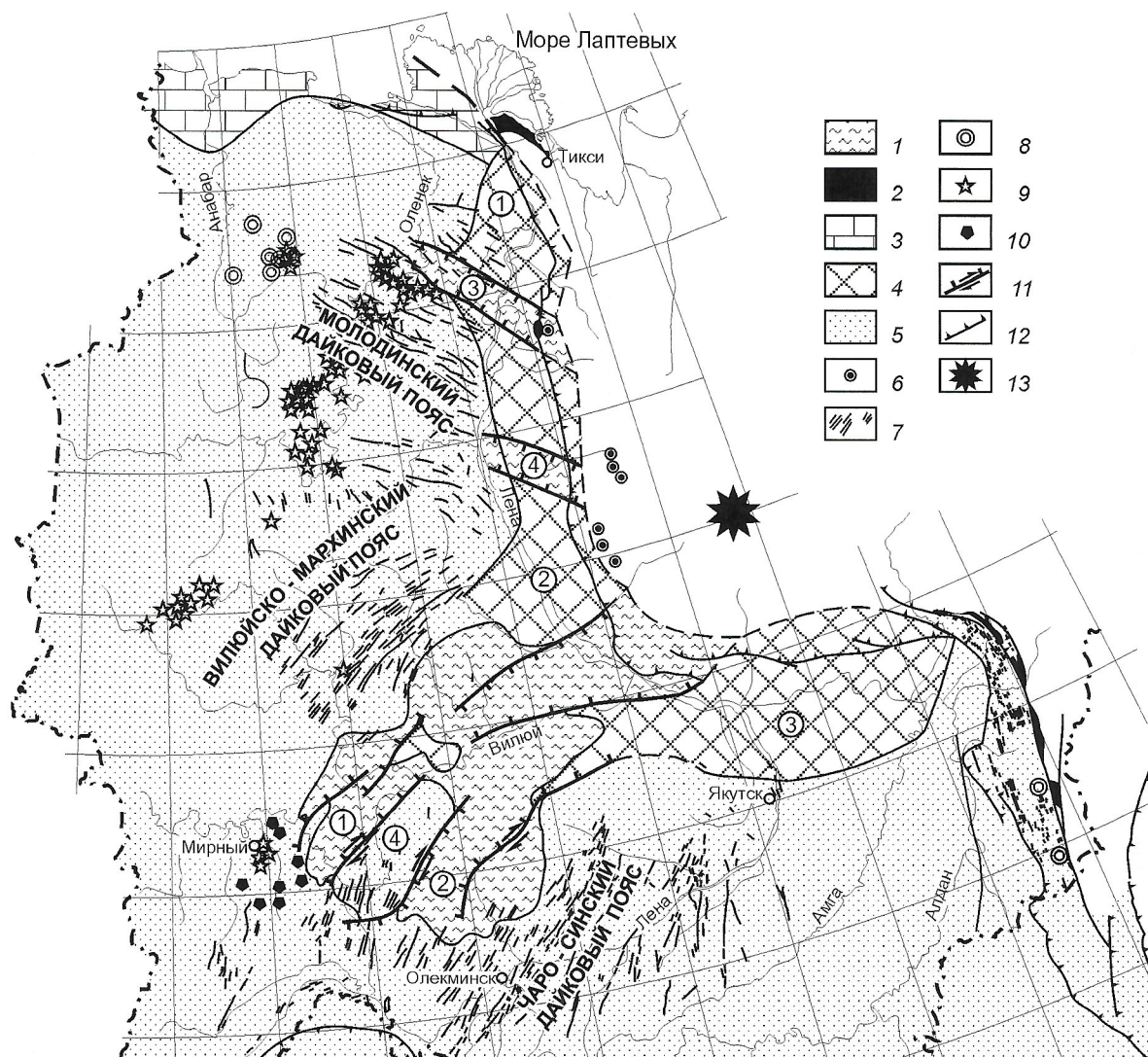


Рис. 1. Расположение среднепалеозойских магматических образований и рифтов на востоке Сибирской платформы, по работе [11] с некоторыми изменениями и добавлениями:

1 — рифты (1 — Ыгыаттинский, 2 — Кемпендяйский, 3 — Кютюндинский, 4 — Соболевский); 2 — рифтовые образования в пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса; 3 — осадочные бассейны с морскими отложениями мощностью до 1,5 км; 4 — участки наибольших поднятий, сопряженные с рифтами (1 — Говоровское, 2 — Джарджанское, 3 — Якутское, 4 — Сунтарское); 5 — области отсутствия среднепалеозойских отложений; 6 — диапиры гипсов и ангидритов с обломками девонских базальтов; 7 — дайки базитов; 8 — массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов; 9 — кимберлиты; 10 — базитовые трубки взрыва; 11 — сбросы и сбросо-сдвиги; 12 — фронты фанерозойских орогенных поясов; 13 — местоположение мантийного плюма

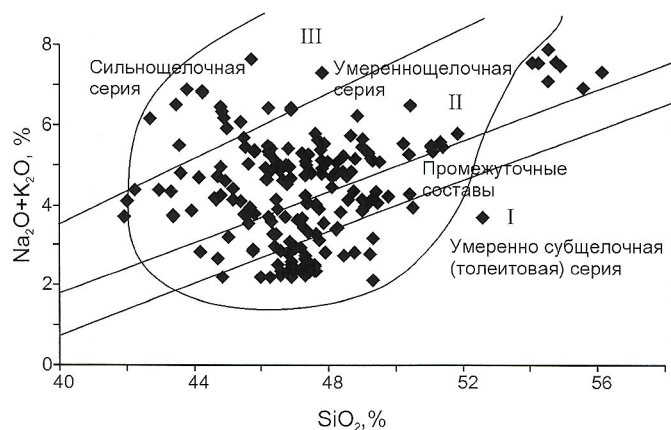


Рис. 2. Соотношения суммы щелочей и кремнезема в среднепалеозойских базитах Вилуйско-Мархинского дайкового пояса, по опубликованным и оригинальным данным:

названия и границы серий приведены по работам: I — [23], II — [24], III — [25]; для сравнения околонуто поле химических составов базальтов области Байкальского рифта по нашим данным

(4–5% K_2O). Выборочное определение составов щелочных базитов в пределах дайковых тел показало неравномерное распределение калия в разных частях даек. Вероятно, высококалиевый характер щелочных базитов задавался как на стадии метаматматического обогащения калием исходных для них расплавов, так и на стадии пульсационного становления дайковых тел, которое нередко завершалось низкотемпературным Mg-Fe и калиевым метасоматозом. Тенденция метаматматического обогащения среднепалеозойских базитов калием ранее отмечалась Б.В.Олейниковым [9]. По особенностям химизма базиты Накынского поля и Вилуйского палеорифта, в целом, соответствуют обстановке внутриплитных континентальных рифтовых областей.

Базиты северо-западного плеча Вилуйского палеорифта, слагающие интрузивные тела в Накынском поле и покровы эффузивов аппаинской свиты, попадают в поле ОИВ и расположены между конечным членом тренда плюмовых составов (FOZO) и источниками, представляющими обогащенную мантию (EM1, EM2 и HIMU — источник с повышенным U/Pb). Исходя из индикаторных La/Yb и Th/Ta, можно предполагать плюмовый источник

Химический состав базитов Вилуйско-Мархинского дайкового пояса в пределах Накынского кимберлитового поля

Компонент	Дайки субщелочных долеритов					Покровы базальтов				Дайки щелочных базитов			
	Обр. 8/00	Обр. 26/00	Обр. 126/00	Обр. 41/01	Обр. 43/01	Обр. 418/56	Обр. 420/32	Обр. 427/2	Обр. 12/00	Обр. 12н-1	Обр. 12н-2	Обр. 12д	
SiO ₂	47,06	46,25	46,70	48,45	47,84	48,26	49,14	48,34	44,70	45,01	46,83	46,32	
TiO ₂	3,80	4,83	4,88	2,01	3,20	2,57	2,54	2,53	5,45	4,95	4,87	4,71	
Al ₂ O ₃	13,71	13,04	11,70	14,50	15,30	14,23	14,11	14,38	12,98	11,62	12,01	12,35	
Fe ₂ O ₃ общ	15,78	16,95	17,90			13,40	13,48	13,36	16,83	16,25	13,06	17,13	
Fe ₂ O ₃				2,32	2,56								
FeO				10,31	11,20								
MnO	0,23	0,44	0,16	0,20	0,20	0,13	0,14	0,15	0,10	0,13	0,15	0,19	
MgO	5,09	5,06	5,66	6,61	4,83	6,64	5,83	5,78	6,86	6,60	7,09	5,58	
CaO	9,35	9,14	7,71	11,00	9,26	9,59	10,10	10,20	5,47	6,62	7,88	6,22	
Na ₂ O	2,31	2,32	2,15	2,10	2,21	2,32	2,44	2,37	2,28	0,84	1,35	1,51	
K ₂ O	1,38	0,97	1,54	0,65	1,33	0,81	0,79	0,84	2,44	5,05	4,04	3,92	
P ₂ O ₅	0,28	0,54	0,70	0,20	0,32	0,29	0,28	0,28	0,77	0,69	0,70	0,62	
H ₂ O ⁻				0,27	0,19								
H ₂ O ⁺ (ппп)	0,91	0,6	1,02	1,64	1,73	1,79	1,01	1,65	2,05	1,82	1,74	1,2	
Сумма	99,90	100,14	100,11	100,26	100,17	100,03	99,86	99,88	99,93	99,58	99,72	99,75	
Sc	37,8	32,5	33,6	41,7	39,5	41,6	41,6	40,8	39,8	38,3	37,8	36,3	
V	404,7	411,6	395,7	348,4	368,4	368	374,7	372,6	461,8	437,9	420,8	425,1	
Cr	63,6	42,5	60,06	109,1	209,2	175,7	172	169,5	112,2	149,3	100	56,5	
Co	50,4	39,1	43,4	51	47,3	48,1	46	45,4	42,2	34,3	22,1	44,2	
Ni	56,2	43,9	51,8	66,5	105,2	75,9	74,9	70,9	63,8	56,4	43,4	51,4	
Cu	309	414,3	436,4	180,5	330,1	62,2	168,3	18,7	512,2	281,2	74,9	462,4	
Zn	151	62,8	178,8	127,2	175,3	101,8	91,6	116,7	123,4	70,2	78,4	108,6	
Rb	31,9	25,8	37,7	15,9	29,3	21	19,3	19,9	39,2	45,9	54,3	61	
Sr	631	480,7	353,2	292,8	276,8	397	380,7	383,81	364,3	3452,3	2718	848,7	
Y	32,6	61,6	62,3	27,7	41,5	28,3	29,1	29,4	61,1	72,2	65,4	62,9	
Zr	161	355,8	297,2	160,1	279	191,5	335,2	179,6	508,4	432,1	420,1	403,3	
Nb	33,3	51,7	56,7	19,7	39,9	23,4	22,6	23	68	61,9	62,9	61,6	
Ba	218	156,4	262,6	197,3	258,1	929,1	283,5	267,1	229,6	117	164,6	190,1	
La	24,9	47,1	50,5	17,74	29,99	20,4	21,05	19,44	56,42	49,91	38,23	47,13	
Ce	55,2	104,6	112,2	41,04	68,05	46,67	48,83	46,47	127,01	114,31	89,9	105,67	
Pr	6,68	12,44	13,39	5,35	8,61	6,15	6,35	5,94	15,17	13,83	10,94	12,43	
Nd	31,04	58,91	64,55	24,21	37,29	27,36	28,01	26,33	73,02	66,48	52,59	59,46	
Sm	7,28	13,57	14,71	5,73	8,27	6,35	6,56	6,06	16,67	15,8	12,67	14,12	
Eu	2,25	3,53	3,76	1,77	2,43	2,13	2,16	1,97	4,17	2,91	2,07	3,47	
Tb	1,04	2,07	2,21	0,92	1,38	0,93	0,99	0,95	2,29	2,44	2,02	2,12	
Gd	7,1	12,97	13,86	5,54	8,72	6,05	6,32	5,89	15,24	14,87	12,59	13,28	

Компонент	Дайки субщелочных долеритов					Покровы базальтов				Дайки щелочных базитов			
	Обр. 8/00	Обр. 26/00	Обр. 125/00	Обр. 41/01	Обр. 43/01	Обр. 418/56	Обр. 420/32	Обр. 427/2	Обр. 12/00	Обр. 12г-1	Обр. 12г-2	Обр. 12д	
Dy	5,97	11,3	11,86	5,23	7,82	5,42	5,54	5,13	12,55	13,16	11,61	11,6	
Ho	1,2	2,36	2,39	1,06	1,6	1,04	1,08	1,03	2,48	2,68	2,45	2,32	
Er	2,97	5,78	5,93	2,94	4,33	2,72	2,94	2,96	6,03	6,54	5,89	5,75	
Tm	0,41	0,82	0,82	0,46	0,69	0,43	0,46	0,46	0,92	0,98	0,87	0,84	
Yb	2,5	4,79	4,8	2,5	3,88	2,29	2,71	2,34	5,54	5,7	5,24	4,96	
Lu	0,35	0,68	0,65	0,38	0,58	0,36	0,4	0,36	0,76	0,8	0,74	0,69	
Hf	4,43	9,59	8,04	4,14	7,09	4,64	8,24	4,36	13,34	11,81	11,13	10,78	
Ta	2,05	3,3	3,61	1,57	2,58	1,52	1,48	1,57	4,17	3,87	3,82	4,19	
Pb	2,36	2,1	1,26	2,41	3,86	2,02	2,46	1,94	8,65	1,4	1,21	1,2	
Th	2,14	4,63	3,48	2,02	3,67	2,1	2,26	2,1	6,2	5,59	5,65	5,52	
U	0,61	1,38	0,95	0,62	0,98	0,57	0,64	0,53	1,93	1,65	1,69	1,42	
* ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70622	0,70652	0,70645	0,70549		0,70535	0,70537	0,70537	0,70602	0,70946	0,70880	0,70893	
** ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7038	0,70564	0,70496	0,70470		0,70457	0,70460	0,70460	0,70454	0,70929	0,70860	0,7095	
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0,1806	0,172	0,2820	0,1530		0,16000	0,150	0,151	0,288	0,0328	0,0429	0,193	

*Измеренные ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. **Скорректированные на 360 млн. лет. Точность измерения: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr ± 2σ 0,6%, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ± 2σ 1,5·10⁻⁵. Силикатные анализы выполнены в ИЗК СО РАН, аналитик Г.В.Бондарева. Определение редких элементов выполнено методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, аналитик В.И.Ложкин. Определение изотопов стронция и рубидия сделано М.Н.Масловской в ИЗК СО РАН.

исследуемых базитов (рис. 3). Низкие Th/Ta и высокие La/Yb могут отражать плавление на различных глубинах в мантийном плюме или обогащение последнего в случае рециклинга океанической коры [28].

Распределение нормированных по составу примитивной мантии [27] редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых базитах ближе всего соответствует таковому ОИВ (рис. 4), особенно в области легких РЗЭ. Отмечается некоторое обогащение исследуемых базитов тяжелыми РЗЭ относительно ОИВ, для которых по совокупности редкоэлементных и изотопно-геохимических данных признается глубинный плюмовый источник [28]. По сравнению с сибирскими траппами для среднепалеозойских базитов Вилуйского палеорифта характерна обогащенность РЗЭ, главным образом легкими [22]. Повышенные радиогенные отношения изотопов стронция в этих базитах, вероятно, обусловлены континентирующим влиянием континентальной коры.

Геодинамическая обстановка среднепалеозойского магматизма и рифтогенеза в восточной части Сибирской платформы рассматривается нами в свете плюм-литосферного взаимодействия.

Базитовый и кимберлитовый магматизм в области Вилуйского палеорифта связывают с проявлением Якутского плюма (66°с.ш., 132°в.д.), расположенного примерно в 280 км к восток—северо-востоку от устья р.Вилуй [19]. В среднем палеозое этот плюм центрировал тройное сочленение рифтовых систем, две из которых находились в пределах настоящего положения Верхоянского складчато-надвигового пояса, а третья, направленная в глубь континента, сохранилась как Вилуйский палеорифт. Идентификация плюма основана на субрадиальной ориентировке Молодинского, Вилуйско-Мархинского и Чаро-Синского дайковых поясов относительно центральной части плюма (см. рис. 1).

Последовательность тектономагматических событий в процессе развития Вилуйского палеорифта в целом соответствует импактной модели взаимодействия плюма с литосферой или модели активного рифтинга. Деконпрессионное плавление наиболее полно начинается тогда, когда головная часть плюма приходит в соприкосновение с основанием литосферы. Плавление продолжается до тех пор, пока плюм поднимается и уплощается. При этом происходят поднятие топографической поверхности, образование свода и подъем базитовых магм к поверхности. Плюм должен оказывать давление с нормальной силой, эквивалентной 1—3 км поднятия поверхности основания литосферы, чтобы инициировать рифтинг [15]. Обычное запаздывание фазы максимального растяжения относительно главной фазы вулканизма, наблюдаемое как в Вилуйском рифте, так и во многих кайнозойских рифтовых зонах [4, 30], скорее всего, зависит от прочности литосферы и внешних управляемых плитами сил. Стиль растяжения литосферы контролируется скоростью. Медленное растяжение производит широкие области растяжения (своды, дайковые рои), а

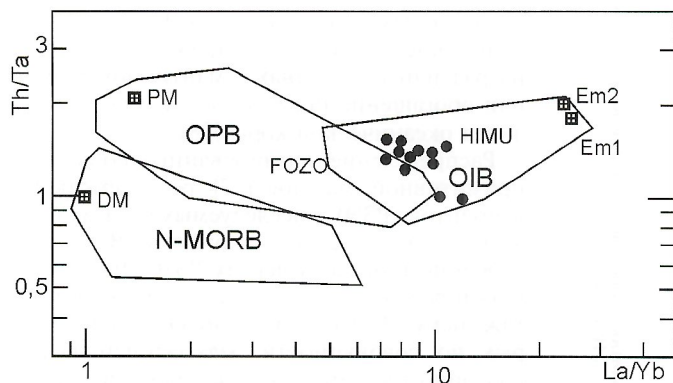


Рис. 3. Положение полей разных типов базальтов и некоторых мантийных источников на диаграмме $La/Yb-Th/Ta$, по работе [28]:

черные точки — базиты Накынского поля

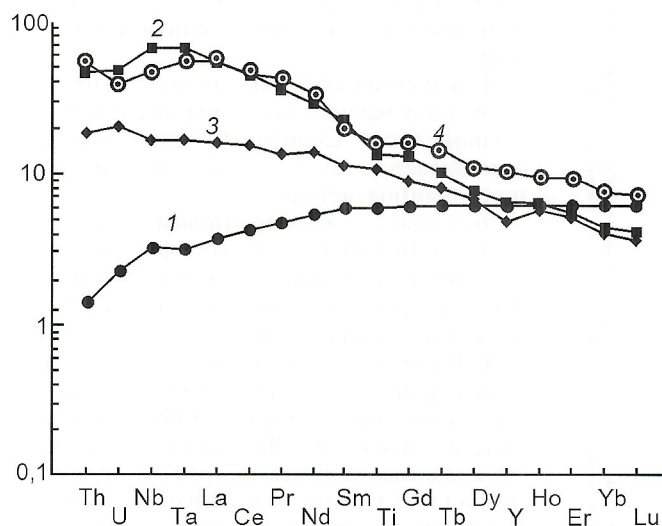


Рис. 4. Распределение редких элементов, нормированных по составу примитивной мантии, по работе [27]:

1 — базальты COX (N-MORB); 2 — базальты океанских островов (OIB); 3 — траппы Сибирской платформы [22]; 4 — субщелочные долериты Вилуйско-Мархинского дайкового пояса (Накынское кимберлитовое поле, Якутия)

быстрое — узкие зоны (рифтовые впадины) [30]. Скорость плавления и количество расплава, генерируемого плюмом, определяются его избыточной температурой относительно окружающей среды, а также мощностью литосферы и ее физическими свойствами. На Сибирской платформе масштабная магматическая продуктивность в среднем палеозое потенциально могла ограничиваться областями древней деформации — рифейскими авлакогенами с утоненной и ослабленной литосферой. В рифее на месте Вилуйского палеорифта утоненная литосфера по отношению к смежным кратонным областям могла быть в пределах недавно выделенного позднепротерозойского Нюрбинского орогенного пояса [11]. Подъем вещества плюма под тонкую литосферу сопровождался более высокой степенью частичного плавления и образованием больших объемов исключительно базальтовых расплавы. Аналогичная ситуация наблюдается в Восточной Африке, где кайнозойский рифтогенез максимально проявился в областях, охваченных панафриканской орогенцией [30].

Подъем плюма под архейскими террейнами с мощной (200 км и более) тугоплавкой литосферой прекращался на более глубинных уровнях. Здесь из-за повышенного дав-

ления вещество плюма подвергалось более частичному плавлению [17]. В этих условиях появлялись расплавы, соответствующие кимберлитам и другим щелочно-ультраосновным и щелочным типам глубинных магматитов. Пространственно-временная сопряженность кимберлитовых и базитовых магм относится к зоне перехода от слабо нарушенных кратонных частей литосферы большой мощности к местам интенсивного ее растяжения и утонения. Отражением этой зоны на поверхности могут быть протяженные дайковые пояса базитов с сопряженными с ними полями кимберлитов. Установленная в пределах Вилуйско-Мархинского пояса последовательность магматизма от широкого проявления базитов к ограниченному кимберлитовому может быть связана с уменьшением термальной активности плюма во времени и заглублением уровня магмообразования. Кимберлитовые расплавы также могли образоваться в участках метасоматически измененной литосферы при термальном воздействии плюма. Этот механизм не согласуется с изотопно-геохимическими характеристиками якутских кимберлитов [1], но может объяснить образование щелочных высококальциевых базитов, прорывающих кимберлиты Нюрбинской трубки.

Данные сейсмической томографии, а также численное и физическое моделирование расширили представления о формах проявления и динамике плюмов [7]. В ситуации, когда нижнемантийный плюм (суперплюм) преодолевает границу между нижней и верхней мантией (670 км), достигает основания литосферы и растекается латерально на большие расстояния (порядка первых тысяч километров), могут изливаться огромные объемы базальтовой магмы (пермо-триасовые сибирские траппы) на обширной территории. Латеральное растекание вещества плюма из-за более низкой плавучести, зависящей от его температуры и состава, может осуществляться на границе между нижней и верхней мантией, а также в верхах нижней мантии [29]. Это ведет к образованию термального и химического пограничного слоя, который вследствие конвективной неустойчивости может одновременно продуцировать плюмы второго порядка. В зависимости от условий взаимодействия этих плюмов с литосферой, определяемых их составом и термальным потенциалом, а также мощностью, прочностью и напряженным состоянием литосферы, могут быть проявлены разные формы эндогенной активности, такие как сводообразование, рифтогенез, кимберлитовый и базальтовый магматизм. Поэтому не исключается возможность связывать геодинамику проявления кимберлитового магматизма на востоке Сибирской платформы с функционированием как одного крупного нижнемантийного плюма, так и нескольких мелких плюмов, поднимающихся от границы верхней и нижней мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-65286).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агашев А.М., Орихаши Ю., Ватанабе Т. и др. Изотопно-геохимическая характеристика кимберлитов Сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 90—99.
2. Богатых И.Я., Сафьянников В.И., Судаков В.М. Некоторые особенности пространственного взаимоотношения кимберлитовых тел и трапповых интрузий // Геология, алмазоносность и металлогения Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск, 1981. С. 57—68.
3. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.
4. Гайдук В.В. Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988.
5. Горев Н.И. Особенности тектонического строения и развития осадочного чехла Якутской алмазоносной субпровинции в связи с размещением кимберлитов. Автореф. дисс. на соискания геол.-минер. наук. Иркутск, 1999.
6. Дукарт Ю.А., Борис Е.Н. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. — Воронеж, 2000.

7. Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Двухъярусная термохимическая модель конвекции мантии и ее геодинамические следствия // Вестник ОГГН РАН. 1999. № 3(9). С. 105—139.
8. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского авлакогена. — М.: Недра, 1975.
9. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. — Новосибирск: Наука, 1979.
10. Ротман А.Я. Капиевые породы в районах проявления кимберлитового вулканизма // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 69—71.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК, «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. Томишин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. № 12. С. 1693—1703.
13. Хелмштедт Х.Х., Герни Дж.Дж. Геодинамический контроль кимберлитов — какую роль играют горячие точки и плитная тектоника? // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 461—476.
14. Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987.
15. Arndt N.T., Christensen U. The role lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № B7. P. 10967—10981.
16. Bijwaard H., Spakman W. Topographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 166. P. 121—126.
17. Campbell I.H. Identification of ancient mantle plumes // Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100. 1997. P. 5—22.
18. Eggler D.H. Kimberlites: how do they form? // Kimberlites and related rocks. Vol. 1. Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1989. № 14. P. 489—504.
19. Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100. 1997. P. 297—333.
20. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A. et al. Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitudes of Siberia and comparison with Laurentia // J. Geol. 2000. Vol. 108. P. 381—401.
21. Haggerty S.E. Superkimberlites: A geodynamic diamond window to the Earth's core // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 122. P. 57—69.
22. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al. Geochemistry of the Siberian Traps of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood magmatism // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. Vol. 104. P. 631—644.
23. MacDonald J.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. 1964. Vol. 5. № 1. P. 82—133.
24. Mohr P.A. A new terminology for the Ephiopian volcanics, with especial reference to transitional basaltic and intermediate lavas and dikes // Center for Astrophysics, Preprint. Ser. 1976. № 368.
25. Saggerson E.P., Williams L.A.J. Ngurumanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the Northern Tanganyika alkaline district // J. Petrol. 1964. Vol. 5. № 1. P. 40—81.
26. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonic of Asia: fragments of a synthesis // Tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press, Los Angeles, 1996. P. 486—640.
27. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313—345.
28. Tomlinson K.Y., Condie K.C. Archean mantle plumes: Evidence from greenstone belt geochemistry // Mantle plumes: their identification through time. Spec. Paper 352. Colorado, 2001. P. 341—358.
29. Wilson M., Patterson R. Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle: Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe // Mantle plumes: their identification through time. Spec. Paper 352. Colorado, 2001. P. 37—58.
30. Windley R.F. The evolving continents. 3rd Edit. Chichester-N.Y. Brisbane—Toronto—Singapore: J. Willie & Sons, 1999.

УДК 551 (571.56)

© Коллектив авторов, 2002

Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа

А.П.СМЕЛОВ, В.И.БЕРЕЗКИН, А.Н.ЗЕДГЕНИЗОВ, В.А.АМУЗИНСКИЙ, С.Г.КОВАЛЬ, А.С.ИВАНОВ

В настоящее время структура Анабарского щита рассматривается как комплекс гранулитовых блоков, разделенных Маганской, Ломуйской, Котуйканской (Котуйкан-Монхолинской), Харапской, Билляхской, Салтахской линейными зонами [9]. Одни исследователи полагают, что зоны сложены породами самостоятельной верхнеломуйской серии [8], другие, что в их пределах развиты разнообразные диафториты и катаклазиты по породам гранулитовых блоков, характерные для глубинных частей разломов [4]. Применение методов террейнового анализа [5, 6] показало, что внутреннее строение зон характеризуется тектоническим смещением пластин и блоков, сложенных вещественными комплексами смежных террейнов и присущих только им орто- и парагнейсовыми ассоциациями, которые претерпевают совместные структурно-метаморфические преобразования и могут рассматриваться как зоны тектонического меланжа [11]. Геодинамическая природа зон интерпретируется как коллизионная — результат столкновения гранулитовых террейнов на рубеже 1,9 млрд. лет [10]. Такие представления позволяют по-новому подойти к пониманию становления и рудоносности докембрийской коры Анабарского щита и требуют более детального изучения строения зон тектонического меланжа, в пределах которых могут сохраняться структурно-вещественные комплексы, отражающие геодинамические обстановки на

границах гранулитовых террейнов. В статье изложены результаты, полученные при изучении вещественного состава пород и руд Котуйканской зоны.

Котуйканская зона протягивается через Анабарский щит в северо-западном направлении и разделяет Далдынский эндербитогнейсовый и Маганский тоналит-грондье-митогнейсовый террейны (рис. 1). Традиционно считается, что по вещественному составу в Котуйканской зоне преобладают диафториты амфиболитовой фации: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые плагиогнейсы, гнейсы и гранитогнейсы, среди которых отмечены редкие прослои и линзы гранатсодержащих гнейсов, известково-силикатных пород и основных кристаллических сланцев. Иногда встречаются кварциты и высокоглиноземистые гнейсы. Диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций образуют несколько кулис. Б.Г.Лутцем и В.С.Оксманом [4] из состава низкотемпературных диафторитов была впервые выделена ассоциация пород, сложенная сланцами и микрогнейсами, прогрессивно-метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Интрузивные магматические образования представлены крупными массивами анортозитов, монцодиоритов и габбро-анортозитов, порфиробластическими гранодиоритами, а также аляскитовыми, биотитовыми, двуслюдяными гранитами и пегматитами.

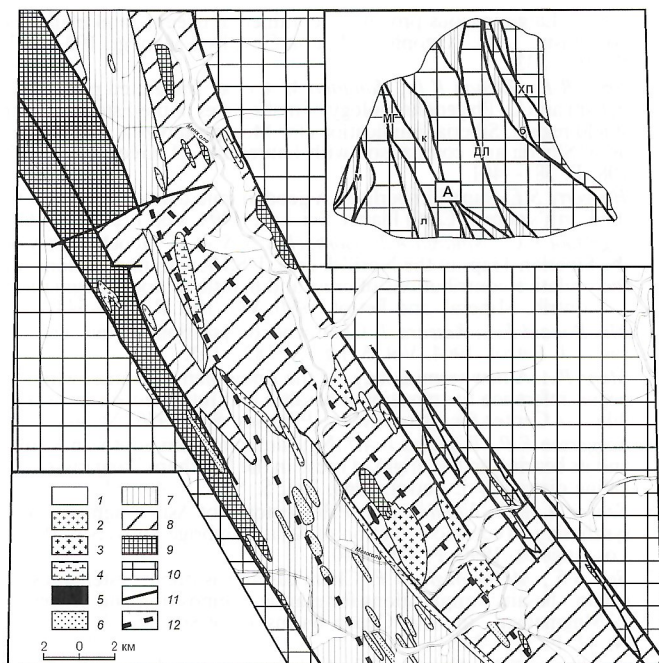


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Котуйканской зоны тектонического меланжа (квадрат А на врезке):

1 — четвертичные образования; раннепротерозойские магматические породы: 2 — аляскитовые граниты, 3 — порфиробластические граниты, гранодиориты, диориты, 4 — анортозиты; ассоциации метаморфических пород: 5 — сланцевая (эпидот-амфиболовая фация), 6 — кварцитов и кварцитогнейсов, 7 — гранитогнейсов и гнейсовидных гранитов (амфиболовая фация), 8 — биотит-амфиболовых и амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов (амфиболовая фация), 9 — диафторированных гранулитовых орто- и парагнейсов, 10 — гранулитовых орто- и парагнейсов Маганского и Далдынского террейнов; 11 — разломы; 12 — ореол распространения золотосодержащих пород (более 0,01 г/т); на врезке — тектоническая схема Анабарского щита, по В.С.Оксману [5]: террейны: МГ — Маганский, ДЛ — Далдынский, ХП — Хапчанский; зоны тектонического меланжа: м — Маганская, л — Ломуйская, к — Котуйканская, б — Билляхская

Собранные нами в 2000—2002 гг. материалы и анализ первичной геолого-съемочной документации показывают, что Котуйканская зона имеет более сложное строение (см. рис. 1). В ее строении, кроме известных магматических образований, картируются, по крайней мере, четыре индивидуализированные ассоциации пород: биотит-амфиболовых и амфиболовых плагиогнейсов и амфиболитов (амфиболовая фация); гранитогнейсов и гнейсовидных гранитов с линзами кварцитов (амфиболовая фация); собственно диафторитов по гранулитам; сланцевая (эпидот-амфиболовая фация).

1. Ассоциация биотит-амфиболовых и амфиболовых плагиогнейсов, мигматитов и амфиболитов слагает значительные площади в северо-восточной части зоны. По минеральному составу это достаточно однообразные породы, однако количественное соотношение минералов в них сильно варьирует. Они состоят из сине-зеленой и зеленой роговой обманки, биотита, плагиоклаза и кварца, содержат акцессорные сфен и апатит, вторичные мусковит, хлорит, эпидот, карбонаты, гранат, рудные минералы. Степень кульминационного метаморфизма пород соответствует высокотемпературной амфиболовой фации. Появление вторичных минералов связано с процессами диафтореза и бластомилонитизации в зонах разрывных нарушений. РТ-условия диафтореза соответствовали зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фациям. Среди плагиогнейсов отмечены редкие линзы и прослои гранат-биотитовых гнейсов и известково-силикатных пород.

2. Ассоциация гранитогнейсов и гнейсовидных гранитов слагает значительные площади в юго-западной части района (см. рис. 1). При однообразном минеральном составе (биотит, мусковит, микроклин, плагиоклаз, кварц) породы имеют различные текстурные особенности. Характерна гнейсовидная и массивная текстуры, отмечается мигматитовая полосчатость. Степень метаморфизма соответствует амфиболовой фации. С гранитогнейсами и гнейсовидными гранитами тесно ассоциируют кварциты и кварцитогнейсы, которые слагают довольно крупные линзовидные тела. Отмечены тела гранат-биотитовых гнейсов и известково-силикатных пород. Первичная природа кварцитов в настоящее время не ясна. По петрографическому составу выделяются как почти мономинеральные кварциты с единичными зернами биотита и мусковита, так и богатые микроклином, плагиоклазом, биотитом и мусковитом кварцитогнейсы. А.А.Каденский [1] впервые отметил, что в ассоциации с кварцитами и кварцитогнейсами отсутствуют типичные парапороды, а их минеральный состав близок к гранитогнейсам, и высказал предположение об их силекситовой или кварцолитовой природе. Однако этот вопрос требует более детального изучения.

3. Ассоциация диафторитов по гранулитам слагает относительно тектонические блоки среди пород плагио- и гранитогнейсового комплексов (см. рис. 1). Несмотря на процессы диафтореза и бластомилонитизации удается различать толщи, сложенные ортогнейсами и парагнейсами. Первые представлены диафторированными эндробитами, чарнокитами и гранитогнейсами с телами ультрабазитов и двупироксеновых кристаллических сланцев с гранатом. Вторые — гранат-биотитовыми, гранат-биотит-силлиманитовыми гнейсами, гранатовыми гранулитами, гранатсодержащими амфиболитами. Данная ассоциация пород широко распространена в Далдынском террейне.

4. Сланцевая ассоциация обнаружена в единичных маломощных (не более 100 м) тектонических пластинах и представлена пестрой ассоциацией парасланцев, степень метаморфизма которых не превышает эпидот-амфиболовой фации. Она состоит из гранат-роговообманковых, гранат-биотитовых кварцитосланцев, мелкозернистых биотит-амфиболовых кристаллических сланцев, турмалинсодержащих и биотитовых кварцитов, микрогнейсов [4].

Обычно первые две ассоциации рассматриваются только как результат высокотемпературного диафтореза гранулитов. Однако более объективная информация об индивидуальной истории их становления может быть получена при сравнительном анализе их петрохимических характеристик с таковыми близких к ним по составу ортопород в гранулитовых блоках зоны и смежных террейнов. Необходимо отметить, что согласно диаграмме А.А.Предовского [7], часть плагиогнейсов амфиболовой фации по химическому составу соответствует грауваккам, полимиктам, туффирам либо областям перекрытия полей этих пород с полями магматических пород кислого и редко среднего составов. К таковым в основном относятся кислые плагиогнейсы. Средние плагиогнейсы по составу отвечают диоритам и кварцевым диоритам (андезитобазальтам, андезитам). В целом не исключается, что часть средних и кислых плагиогнейсов представляет собой осадочно-вулканогенные образования, тесно связанные с известково-щелочным вулканизмом. Таким образом, в выборку ортопород (амфиболовая фация) Котуйканской зоны включены амфиболиты, различные по лейкократовости биотит-амфиболовые, биотитовые и амфиболовые плагиогнейсы (и бластомилониты по ним), гранитогнейсы, а в выборку ортогнейсов гранулитовой фации — эндробитогнейсы, ассоциирующие с ними основные кристаллические сланцы и гранитогнейсы Далдынского террейна и

тектонических фрагментов в Котуйканской зоне. На диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ все породы находятся в поле пород нормальной щелочности (рис. 2). Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, сопоставимые по SiO_2 , суммой щелочей не различаются. В то же время ортопороды гранулитовой фации (основные кристаллические сланцы, с одной стороны, и эндербитогнейсы, гранитогнейсы, с другой) образуют обособленные поля. Другими словами, вся ассоциация пород бимодальна. Ортопороды амфиболитовой фации образуют единую непрерывную серию основных, средних и кислых пород. Гранитогнейсы и гнейсовидные граниты в целом лежат на продолжении роя точек по плагиогнейсам амфиболитовой фации и имеют более высокое содержание щелочей.

Анализ характера распределения данных на диаграммах Харкера, AFM и Al—Fe+Ti—Mg (рис. 3) позволяет сделать следующие выводы.

1. Ортопороды амфиболитовой фации образуют непрерывную известково-щелочную серию. Нахождение ряда точек составов основных пород в поле толеитов объясняется: пересечением трендов известково-щелочной и толеитовой серий в области основных пород; выносом Na_2O и, возможно, K_2O при диафторезе в зонах бластомилонитов. Однако не исключается и присутствие в выборке типичных толеитов. Известково-щелочная серия Котуйканской зоны по типу дифференциации имеет сходство с кайнозойскими известково-щелочными вулканитами. Вместе с тем ей присущи и свои особенности, которые выражены в более высоком содержании Al_2O_3 в основных и кислых породах. В последних, кроме того, отмечено повышенное содержание Fe_2O_3 , MgO и CaO . Средние породы (плагиогнейсы) по всем оксидам тождественны кайнозойским известково-щелочным вулканитам (см. рис. 3, а). Наличие плагиогранитов (трондьемитов), возможно, свидетельствует о проявлении трондьемитового тренда и некоторого отклонения от типичной известково-щелочной серии дифференциации.

2. Основные кристаллические сланцы гранулитовой фации обнаруживают толеитовую природу и не имеют переходов к ассоциирующим с ними эндербитам. В них отчетливо устанавливается тренд обогащения железом, т.е. дифференцированность по Fe^*/Mg . Лишь единичные анализы метабазитов соответствуют известково-щелочной серии. Основные кристаллические сланцы гранулитовой фации отличаются от таковых амфиболитовой фации низкими содержаниями Al_2O_3 и P_2O_5 , более широкими вариациями Fe^*/Mg и TiO_2 при более высоких в целом Fe_2O_3 и MgO .

3. Петрохимические особенности ассоциаций ортопород амфиболитовой и гранулитовой фаций Котуйканской зоны и Далдынского террейна свидетельствуют о том, что первая не могла быть продуктом высокотемпературного диафтореза и гранитизации пород гранулитовой фации, как это предполагалось ранее и традиционно принимается в настоящее время. Типы дифференциации рассмотренных ассоциаций в большей степени указывают на разные геодинамические обстановки их формирования с последующим их совмещением в структуре Анабарского щита в процессе коллизии крупных блоков древней сиалической коры (террейнов) и разделявших их вулcano-плутонических поясов активных континентальных окраин и островных дуг на рубеже 1,9 млрд. лет.

Приведенные данные имеют принципиальное значение при оценке металлогенической специализации зон тектонического меланжа Анабарского щита. Исходя из предлагаемой геодинамической модели их развития, мы вправе предполагать, что с процессами становления вулcano-плутонических поясов и последующего их преобразования во время коллизии может быть связано оруденение благородных, цветных и редких металлов.

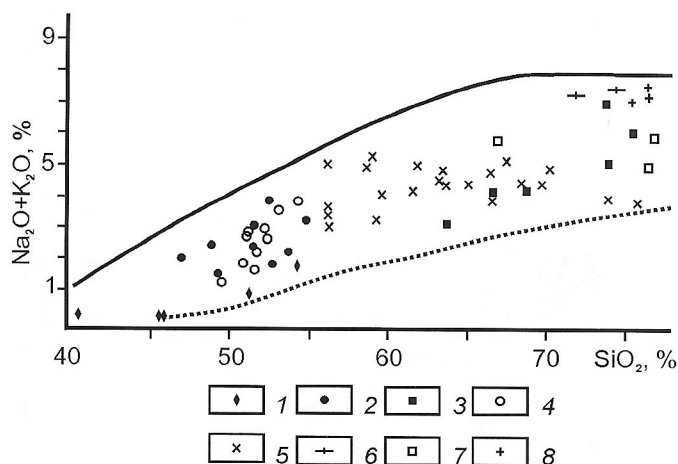


Рис. 2. Ортопороды Котуйканской зоны и Далдынского блока на диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [2]:

породы Далдынского блока (гранулитовая фация): 1 — ультрамафиты, 2 — основные кристаллосланцы, 3 — эндербиты; породы Котуйканской зоны (амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая фации): 4 — амфиболиты, биотит-амфиболовые кристаллосланцы, 5 — биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы, 6 — гранитогнейсы, 7 — плагиограниты, 8 — граниты; сплошная линия разделяет поля пород нормальной и субщелочного рядов; точечная линия ограничивает поле магматических пород

Проведенное нами опробование всего спектра пород Котуйканской зоны показало, что в 80% проб концентрация золота близка кларковому уровню (0,003–0,006 г/т), а в 20% содержание элемента составляет 0,01–2,5 г/т, что свидетельствует о масштабном характере рассеянной золотоносности. Наибольшую золотоносность имеют породы с сульфидной вкрапленно-прожилковой минерализацией, которые распространены в ядерной (осевой) части структуры (см. рис. 1). Линейный ореол сульфидизированных и золотоносных пород (Au более 0,01 г/т) прослеживается по простиранию на 20 км при ширине 2–4 км. Видовой состав золотосодержащих пород очень широк, так, например, в бластомилоните по амфиболовому плагиогнейсу обнаружено 0,15 г/т золота. Иногда в бластомилонитах присутствуют малоомощные (до 1 см) кварцевые прожилки с содержанием золота до 0,81 г/т. Повышенное содержание золота отмечено также в кварците, в состав которого в незначительном количестве входят микроклин, плагиоклаз, биотит и мусковит. В розовых мусковитовых плагиогранитах обнаружен прожилков мусковит-биотит-плагиоклазового состава с линзовидными выделениями сульфидов. Мощность прожилка около 1 см, длина 50 см, содержание сульфидов (пирит, халькопирит, единичные зерна галенита) составляет 20–25%. Содержание золота в штуфной пробе 2,5 г/т, серебра 5 г/т. Высокая концентрация золота (2,2% массы) и повышенное содержание цинка (0,23% массы) определены в составе халькопирита. При микрозондовом исследовании обнаружено также зерно самородного золота, размером около 5 мкм (рис. 4). В золотосодержащих породах установлена положительная зависимость между содержанием золота и серебра, серебра и мышьяка.

Ореол золотосодержащих пород пространственно совмещен с дайками аляскитовых гранитов и массивами порфиробластических гранитов и гранодиоритов. В этих породах $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ изменяется от 1,1 до 1,5, а $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 0,9 до 1,2, что характерно для гранитоидов, с которыми связаны золотоносные медно-молибден-порфировые и молибден-порфировые типы месторождений [3]. В пределах ореола нами также выявлены комплексные геохимические аномалии Cu , Zn , Mo , Ag , Sn , Pb . Все это позволяет предполагать вероятность проявления здесь по-

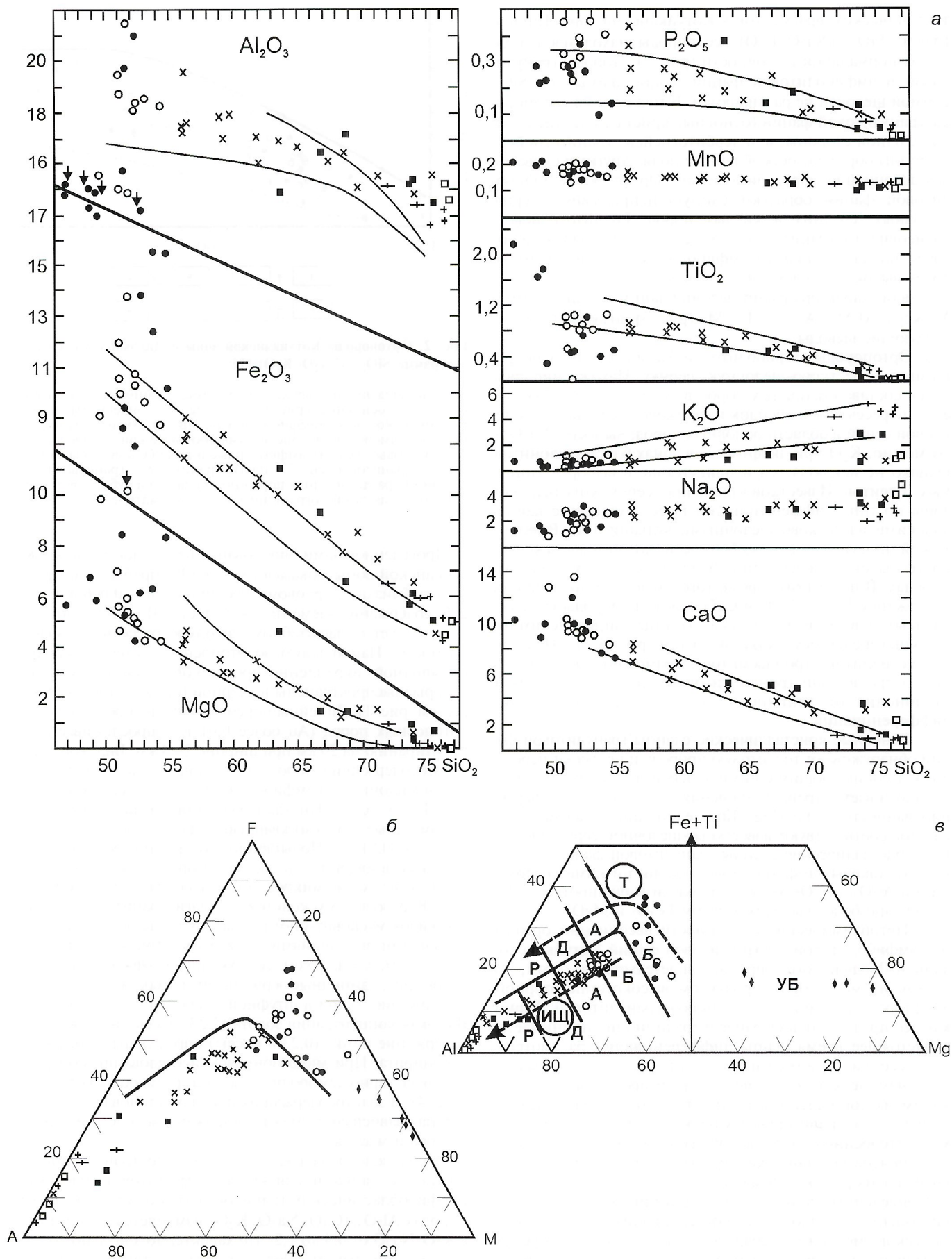


Рис. 3. Ортопороды Котуйканской зоны и Далдынского блока на диаграммах Харкера (а), AFM (б), Al—(Fe+Ti)—Mg [13] (в):

на а — поля кайнозойских известково-щелочных вулканитов даны по работе [12]; на б — сплошная линия разделяет поля пород толеитовой и известково-щелочной серий [14]; на в — поля (УБ — ультрабазитов, Б — базальтов, А — андезитов, Д — дацитов, Р — риолитов) и тренды (Т — толеитовой, ИЩ — известково-щелочной серий); остальные условные обозн. см. рис. 2

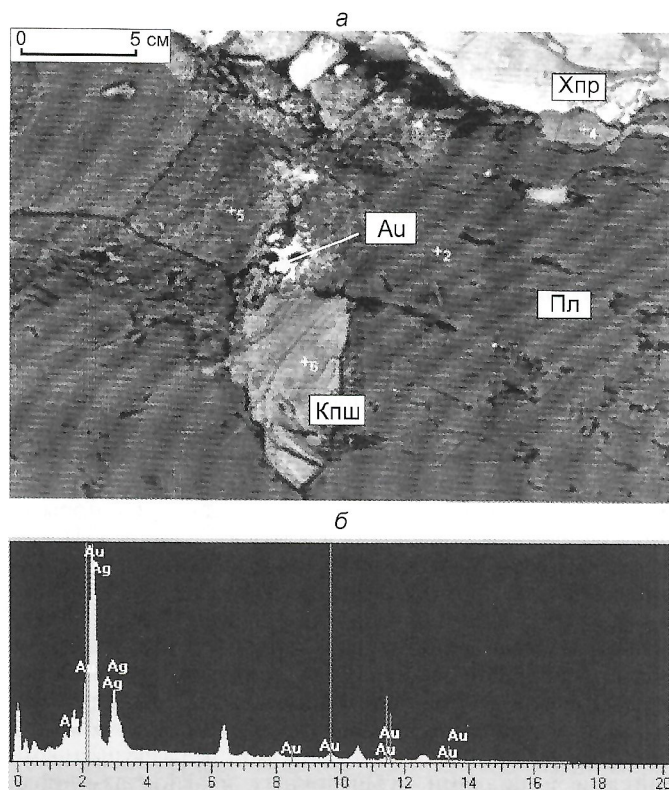


Рис. 4. Общий вид образца 0014/7 в отраженных электронах:

а — режим СОМРО; б — рентгеновский спектр зерна самородного золота; Хпр — халькопирит, Пл — плагиоклаз, Кпш — калиевый полевой шпат, Ау — золото; анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе JXA-9800 в Центральной аналитической лаборатории Ботубинской геологоразведочной экспедиции, аналитик А.С.Иванов

рфирового типа оруденения с редкометалльным профилем минерализации (Au, Ag, Mo, W, V, Te, Sn и др.).

Таким образом, в пределах Котуйканской зоны тектонического меланжа широко распространены ортопороды, прогрессивно-метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации (ассоциация биотит-амфиболовых и амфиболовых плагиогнейсов, мигматитов и амфиболитов; ассо-

циация гранитогнейсов и гнейсовидных гранитов), отличающиеся по химическому составу от ортопород гранулитовых блоков. Формирование этих ортогнейсовых ассоциаций проходило в обстановке активных континентальных окраин, а в процессе коллизии внедрение массивов порфириобластических гранитов, гранодиоритов и даек аляскитовых гранитов, с которыми связано редкометалльное порфировое оруденение с золотом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований по проекту № 00-05-96216р98арктика, а также ЗАО АК «АЛРОСА».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каденский А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. — М.: Изд-во АН СССР, 1961.
2. Классификация и номенклатура магматических горных пород. — М.: Недра, 1981.
3. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
4. Лутиц Б.Г., Оксман В.С. Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. — М.: Наука, 1990.
5. Оксман В.С. Анабарский щит // Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М., 2001. С. 104—107.
6. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология. 1998. № 3. С. 3—13.
7. Предковский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. — Апатиты, 1970.
8. Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита // Тр. НИИГА. М., 1959.
9. Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З. и др. Строение земной коры Анабарского щита. — М.: Наука, 1986.
10. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных зон). — М.: Научный мир, 2001.
11. Селов А.П., Зедгенизов А.Н., Парфенов Л.М., Тимофеев В.Ф. Докембрийские террейны Алдано-Станового щита // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Алданского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998. С. 119—120.
12. Giles C.W. Petrogenesis of the Proterozoic Gawler Range Volcanics, South Australia // Precambrian Research (Special issue. The early to middle Proterozoic of Australia). 1988. Vol. 40/41. P. 407—427.
13. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Division of Mines, Miscellaneous paper. 1976.
14. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian J. Earth. Sci. 1971. Vol. 8. № 5. P. 532—547.

Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты

Ю.С.ОРЛОВ, В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ

История геологического развития Верхояно-Колымской орогенной области (ВКОО) в палеозое все еще остается предметом дискуссий. Долгие годы считалось, что в это время здесь господствовала обстановка пассивной окраины Сибирского континента. Усомниться в этом заставили блестящие литолого-палеогеографические обобщения М.Д.Булгаковой [2, 3 и др.], выделившей в составе ВКОО два крупных региона, развивавшихся со среднего палеозоя в разных геодинамических условиях — Верхоянский и Индигиро-Колымский. К выводу о возможном развитии второго в режиме активной окраины в последние годы пришли и другие исследователи [11]. В настоящей работе предпринята попытка сопоставления составов и условий проявления палеозойского магматизма западной и восточной частей ВКОО, т.к. один из важнейших критериев палеогеодинамических реконструкций — именно специфика магматических образований.

В западной части территории у границ Сибирской платформы (Верхоянский складчато-надвиговый пояс — ВСНП) первые следы магматической активности фиксируют в верхах протерозойских и в самом основании кембрийских разрезов по спорадическому появлению маломощных покровов щелочных и умеренно-щелочных базальтов, а также прослоев туфов ультракалиевых трахитов [11]. Основные же этапы палеозойского магматизма датируют ранним кембрием, средним—поздним девонem и ранним карбоном и приурочен он к рифтоподобным структурам различной протяженности.

Раннекембрийские магматические образования изучены в Хараулахском антиклинории, где объединены в *тюсерский комплекс*. Комплекс включает покровы плагиоклаз-клинопироксен-оливиновых трахибазальтов, мелатрахибазальтов, трахипироксеновых, нефелиновых и лейцитовых трахибазальтов; силлы и дайки долеритов, микродолеритов, габбро-долеритов и их субщелочных аналогов. Внутрикамерная дифференциация проявлена только в наиболее мощных телах, в которых с удалением от контактов мелкозернистые структуры сменяются средне-крупнозернистыми, а в центральной части иногда присутствуют гнезда, прожилки пегматоидных сиенитов. Наиболее древние изотопные датировки долеритов и габбро-долеритов комплекса 666 ± 10 , 626 ± 10 млн.лет (K-Ar метод по валовым пробам) позволяют опустить нижнюю возрастную границу комплекса до позднего протерозоя.

Следует отметить, что данных по возрастной позиции докембрийских магматических образований ВСНП еще недостаточно. В последние годы раннекембрийские изотопные датировки получены и для габброидов отдельных интрузивных тел Сетте-Дабанского антиклинория [14], что ставит вопрос о возможности значительно большего распространения в регионе пород этого возраста, чем принято считать в настоящее время. А.К.Худoley и его соавторы [14] указывают на близость петро- и геохимических особенностей упомянутых выше габброидов Сетте-Дабанского антиклинория к таковым рифтогенных образований, тогда как составы вмещающих их пород не несут признаков начальных стадий рифтогенеза. Их формирование соответствует стадии заполнения образованной в раннем кембрии глубоководной впадины или стадии термического остывания литосферы, что типично для зрелой континентальной коры и не предполагает активного магматизма. По мнению этих авторов, проявления раннепалеозойского магматизма в пределах ВСНП отражают процессы растяжения в сопредельной части Сибирской платформы.

В других возрастных подразделениях раннего палеозоя на территории ВСНП следы магматической деятельности отмечены спорадически по примеси туфогенного материала и маломощным прослоям интенсивно измененных туфов в отложениях среднего ордовика, редким маломощным потокам трахибазальтов, мелким телам нефелиновых сиенитов и трахитов и прослоям пепловых туфов — в позднесилурийских [3].

Наиболее мощным, по мнению большинства исследователей, был девонский рифтогенез, особенно широко проявленный на восточной окраине Сибирской платформы и в пограничных районах ВСНП. В это время сформировались протяженные грабены (авлакогены), с которыми были сопряжены ограниченные сбросами горсты [11]. Авлакогены трассируются мощными трещинными излияниями базальтов, протяженными (сотни километров) поясами базитовых даек и силлов, единичными массивами щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. На севере области распространения средне-позднедевонских магматических образований (*кенгдейский комплекс*) и пород тюсерского комплекса совпадают. *Кенгдейский комплекс* представлен протяженными поясами и разрозненными дайками и силлами субщелочных плагиоклаз-пироксен-оливиновых долеритов, кварцевых долеритов, трахидолеритов; реже потоками, покровами пироксеновых трахибазальтов. Последние на островах в приустьевой части р.Лена залегают среди фаунистически охарактеризованных карбонатных отложений раннефранского века.

Наиболее детально рифтогенные магматические образования изучены в Сетте-Дабанском антиклинории. Здесь в нижней части разреза раннего девона установлен маломощный покров миндалекаменных базальтов, в верхней — горизонты туфитов, сформированные в результате поступления в бассейн осадконакопления тонкого вулканического материала из отдаленных вулканических эксплозий [3]. Собственно рифтогенную обстановку фиксируют, начиная со среднего девона. Среднедевонский—нижнекарбонный разрез на 35—50% сложен базальтами, их кластолами, гяло- и лавокластами, поля развития которых тяготеют к центральной части антиклинория. Интрузивные породы сосредоточены в основном к западу от вулканогенных полей. Здесь в субдолготном направлении почти на 500 км протягивается пояс даек и силлов долеритов, габбро-долеритов, их субщелочных и (реже) щелочных аналогов. Мощность отдельных тел достигает 100 м при протяженности до 100 км.

Среди раннекарбонных магматических образований, наряду с описанными для девона, отмечены щелочные габброиды — тешениты и шонкиниты, небольшие плутониды ультраосновных щелочных и щелочных пород с карбонатитами. Широко распространены также туфогенно-осадочные породы, среди вулканокластиков которых резко преобладают обломки основных пород.

Начиная со среднего карбона, рассматриваемая территория представляла собой карбонатную платформу. Отголоски вулканической деятельности на сопредельных территориях выражены в формировании маломощных прослоев и линз тонких пепловых туфов среднего и кислого составов среди фаунистически охарактеризованных терригенно-карбонатных толщ [2]. Угловое несогласие, местами фиксируемое между отложениями нижнего и среднего карбона, объясняется кратковременным эпизодом рифтогенеза на рубеже этих эпох [11]. Развитие рифтогенеза в начале мезозойской эры привело к масштабному проявлению траппового магматизма на Сибирской платформе и

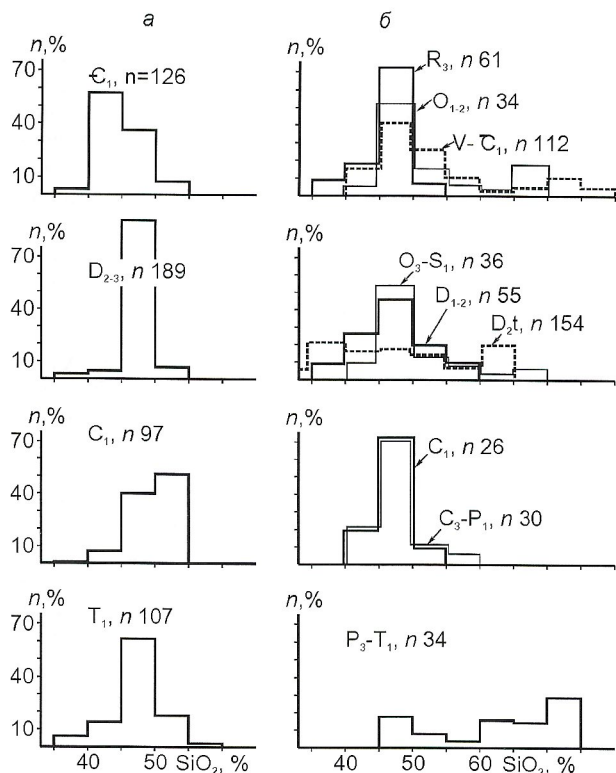


Рис. 1. Гистограммы распределения SiO_2 в палеозойских магматических породах Верхояно-Колымской орогенной области:

магматические образования различных возрастных этапов, западная часть (а): Є_1 — раннекембрийские, D_{2-3} — средне-позднедевонские, C_1 — раннекаменноугольные, T_1 — раннетриасовые; то же, восточная часть (б): R_3 — позднерифейские, $\text{V}-\text{Є}_1$ — венд-раннекембрийские, O_{1-2} — ранне-среднеордовикские, O_3-S_1 — позднеордовикско-раннесилурийские, D_{1-2} — ранне-среднедевонские, D_{2t} — среднедевонские томмотского комплекса, C_3-P_1 — позднекаменноугольные—раннепермские, P_3-T_1 — позднепермско-раннетриасовые; $n, \%$ — частота встречаемости; n — число проб

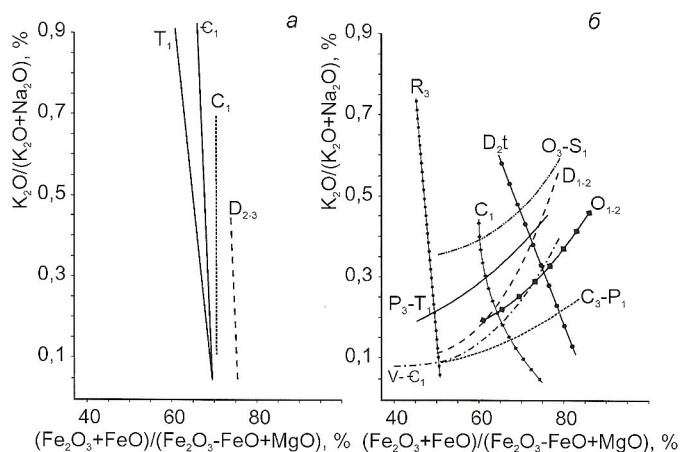


Рис. 2. Соотношение калиево-железистости (индекс фракционирования) в палеозойских основных породах Верхояно-Колымской орогенной области:

а — западная, б — восточная части; магматические образования различных возрастных этапов см. рис. 1

становлению поясов даек, силлов, покровов раннетриасовых базальтов *ленского комплекса* в пределах ВСНП.

Во все указанные эпохи в западной части ВКОО формировались одномодальные магматические ассоциации основных пород (рис. 1, а) переменной щелочности (рис. 2, а) — от низкощелочных известковых до щелочно-базальтовых разностей. Вариации щелочности устанавливаются

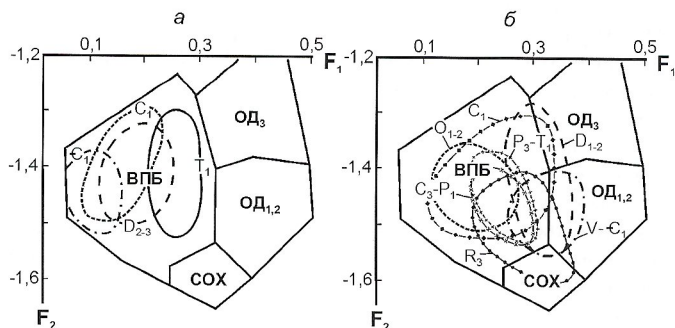


Рис. 3. Геодинамические обстановки формирования палеозойских базальтоидов Верхояно-Колымской орогенной области:

а — западная, б — восточная части; $F_1 = +0,0088\text{SiO}_2 - 0,0774\text{TiO}_2 + 0,0102\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,0066\text{FeO} - 0,0017\text{MgO} - 0,0143\text{CaO} - 0,0155\text{Na}_2\text{O} - 0,0007\text{K}_2\text{O}$; $F_2 = -0,013\text{SiO}_2 - 0,0185\text{TiO}_2 - 0,0129\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,0134\text{FeO} - 0,03\text{MgO} - 0,0204\text{CaO} - 0,0481\text{Na}_2\text{O} + 0,0715\text{K}_2\text{O}$; поля диаграммы [15]: COX — базальты срединно-океанических хребтов, OD_1-OD_3 — базальты островных дуг (OD_1 — низкокальцевые, OD_2 — известково-щелочные, OD_3 — субщелочные), ВПБ — внутриплитные базальты океанических островов, трап-ловых провинций и континентальных рифтов; магматические образования различных возрастных этапов см. рис. 1

ся даже в пределах одной толщи или единого мощного силла. По соотношениям петрогенных оксидов (рис. 3, а) и редкоэлементному составу породы отнесены к внутриплитным образованиям геохимических типов щелочных базальтов континентальных рифтов и внутриплитных тол-лейтов. Средние содержания кремнезема в породах разно-го возраста составляют 42,5—51%, глубины магмогенера-ции и температуры ликвидуса, определенные по химиче-скому составу пород [7], 2,6—3,5 ГПа и 1300—1400°C соот-ветственно. То есть во все эпохи генерировались сухие вы-сокотемпературные глубинные расплавы, что характерно для рифтогенного магматизма.

В то же время от магматизма типично рифтовых зон эти образования отличаются широким распространением ба-зальтоидов калиевой специализации и отсутствием или крайне угнетенным развитием кислого магматизма. От-сутствие бимодальных ассоциаций может объясняться не-полнотой раскрытия рифтогенных структур, глубоким по-ложением геоизотерм и/или интенсивным проявлением сдвиговых дислокаций [1].

По соотношениям $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})\%$ в основных породах В.В.Золотухин [5] выделил два типа трендов фракционирования. Первый характеризуется нарастанием роли калия с ростом индекса фракционирования, что соответствует стандартному ходу дифференциации материнских расплавов; второй отражает обратную зависимость между этими параметрами или ши-рокие вариации первого из них при стабильных значениях второго и назван В.В.Золотухиным «феноменом перемен-ной калиевоности платформенного магматизма», объясняе-мой интенсивным привнесом калия в процессах генерации и глубинной дифференциации расплавов. Именно второй тип трендов присущ палеозойским магматическим образо-ваниям ВСНП (см. рис. 2, а). Судя по характеру трендов, максимальный привнос калия имел место в раннем карбо-не и раннем триасе, т.е. именно в эти эпохи подстилающая мантия была наиболее активной, а процессы растяжения должны были быть проявлены максимально.

В восточной части территории (Индигово-Колымский палеогеографический регион — ИКПР, по М.Д.Булгако-вой [2]), магматическая деятельность в палеозое имела кардинально иной характер. Циклы магматической актив-ности здесь были сближены во времени, а примесь пирок-ластиков или пеплового материала фиксируется почти во

всех стратифицированных подразделениях. Магматизм ИКПР рассматривается нами в основном на примере северной части — Селенняхского и Тас-Хаяхтахского антиклинориев.

Наиболее древние магматические образования этой территории объединены в *селенняхскую метаморфическую серию*, включающую *калыньскую, тирехтяхскую и тирехтээхскую метаморфизации*. Данные об их возрастной позиции противоречивы. Диапазон изотопных датировок весьма широк — от 1350 до 350 млн. лет [8], что обусловлено интенсивным полихронным динамотермальным метаморфизмом и метасоматозом пород.

Возраст *калыньской метаморфизации* принимается позднерифейским — по наиболее древним датировкам. В ее составе наблюдаются мощные плитообразные тела и тонкие пластины амфиболизированных апогарибурцитов, серпентинизированных аподунитов, ортоамфиболитов по гипербазитам, амфибол-хлорит-плагиоклазовых сланцев по габбро-норитам и оливиновым габбро. Породы обычно преобразованы в серпентиниты и тальк-актинолит-серпентинитовые сланцы, в которых сохраняются лишь редкие реликты первичных пород или их минералов. Наименее измененные разности характеризуются варьирующей щелочностью с совмещением кварц-нормативных и нефелин-нормативных пород (от низкощелочной известковой до щелочно-базальтовой серий). Они обогащены, по сравнению с океаническими, K, Rb, Li, Ba, Sr, имеют более дифференцированные тренды РЗЭ и по большинству параметров составов — промежуточные между офиолитовыми и континентальными образованиями [12], а на дискриминационной диаграмме Дж.Пирса точки их составов занимают пограничные части полей океанических и внутриплитных базальтоидов (см. рис. 3, б). Такие черты характеризуют магматические породы внутренних океанических (параокеанических) бассейнов, возникших в результате рифтогенеза утоненной континентальной коры [10].

В составе венд-раннекембрийской *тирехтяхской метаморфизации* присутствуют тектонические пластины метапелитовой, карбонатной и metabазальтоидной толщ. Последняя представлена биотит-амфиболовыми и амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами и амфиболитами, развитыми по базальтам известковой низкощелочной магматической серии геохимического типа толеитовых базальтов. В разрезе толщи они чередуются с гранат-ставролитовыми, кварцево-слюдисто-полевошпатовыми, гранат-слюдисто-полевошпатовыми сланцами, среди которых, по данным Ф.Ф.Третьякова и В.Ф.Тимофеева (1985), вероятны аналоги вулканитов среднего состава и их туфов. Толща вмещает пластообразные тела и силы амфиболизированных базальтоидов и габброидов. На дискриминационной диаграмме (см. рис. 3, б) породы занимают промежуточное положение между внутриплитными и островодужными, а по соотношению калиевоности и железнитости обнаруживают четкий тренд дифференциации первого типа (см. рис. 2, б). Эти тела рассеяны дайками натровых трахибазальтов щелочно-базальтовой магматической серии и одноименного геохимического типа, типичных для внутриплитных и окраинно-континентальных рифтов. К-Аг возраст по валовым пробам пород *тирехтяхской метаморфизации* варьирует от 655 до 544 млн. лет, Аг-Аг возраст по актинолиту из ортоамфиболита определен в 640 ± 16 млн. лет.

В состав *тирехтээхской метаморфизации* входят двуслюдяные гнейсограниты и щелочно-полевошпатовые лейкограниты А-типа, залегающие среди метапелитовой толщи и мраморизованных известняков. Rb-Sr возраст гнейсогранитов 590—550 млн. лет [4]. Породы отнесены к трахитовой магматической серии, геохимическим типам ультраметаморфических гранитов и гранитов-рапакиви, свойственных только внутриплитному континентальному

магматизму [12]. По мнению большинства исследователей, материнские расплавы гранитов А-типа образуются в результате плавления коровых субстратов под воздействием тепла и флюидов сосуществующих очагов щелочно-базальтоидных магм. Тесная пространственная совмещенность тектонических блоков, сложенных породами рассмотренных метаморфизаций и тот факт, что на серийных диаграммах точки составов гранитов тирехтээхской метаморфизации продолжают эволюционные тренды щелочно-основных пород тирехтяхской [12], позволяет предполагать их парагенетическую взаимосвязь.

Ранне-среднеордовикская *синнигесская толща* в центральной части Селенняхского и в северной — Тас-Хаяхтахского антиклинориев представлена потоками Na-щелочных базальтов, пластами их лавобрекчий и прослоями вулканомиктовых гравелитов среди рассланцованных известняков и хлорит-серицит-кварцевых сланцев. По большинству петрохимических параметров базальтоиды толщи отвечают внутриплитным образованиям (см. рис. 2, б), но их геохимические параметры [6] ближе таковым щелочных базальтоидов островных дуг и активных окраин континентов. В составе толщи также установлено присутствие редких маломощных потоков андезитов, дацитов и риолитов. Судя по составу разновозрастных магматических образований в смежных районах, не исключено, что средние и кислые аповулканические породы в пределах толщи развиты гораздо шире.

Бьергиченская свита кислых аповулканитов условно датирована поздним ордовиком. Породы свиты интенсивно метасоматизированы: преобразованы в кварц-хлоритовые и кварц-мусковитовые сланцы, что затрудняет выявление их первоначальных петрогеохимических особенностей. Поэтому специфика магматизма этого времени рассматривается на примере вулканогенно-терригенной *булутской толщи* (O_3-S_1) Приколымского поднятия. В ее составе наблюдаются многочисленные пласты туфогенных пород основного состава, покровы базальтов, трахибазальтов, трахиандезитобазальтов, тонкие потоки щелочных дацитов [9]. В залегающей выше вулканогенно-терригенно-карбонатной *сереченской толще* отмечены пласты туфопесчаников и редкие потоки трахитов. Наименее измененные разности пород по петрохимическим особенностям также отвечают промежуточным между внутриплитными и островодужными образованиям (см. рис. 3, б) и дают тренд фракционирования первого типа (см. рис. 2, б).

Магматические образования раннего девона (конец пражского—первая половина эмского века) описаны в составе фаунистически охарактеризованной *хобачалинской свиты*. Они представлены редкими потоками Na-щелочных базальтов — трахибазальтов и комагматическими им силами трахибазальтов, щелочных пикробазальтов и долеритов и дайками трахидолеритов и перидотитов. Петрогеохимические параметры пород изучены крайне слабо.

Магматические образования этого возраста гораздо шире развиты в смежных районах Приколымского поднятия в составе *увязкинской свиты* и одноименного субвулканического комплекса. В составе свиты среди существенно терригенных и карбонатно-терригенных пород наблюдаются покровы шаровых лав натровых трахибазальтов и трахипикробазальтов щелочно-базальтовой магматической серии; лавы и туфы авгит-оливиновых трахибазальтов, мелатрахибазальтов, кали-натровых трахипикробазальтов, натровых кварцевых латитов, щелочных дацитов, пантеллеритов трахитовой и щелочно-базальтовой серий. Субвулканический комплекс представлен дайками и силами плагиоклаз- и оливин-клинопироксеновых долеритов, габбро-долеритов и пикродолеритов; а также трахидацитов, трахириолитов, умеренно-щелочных габбро и габбро-пироксенитов. Петрогеохимические параметры пород

также промежуточные между внутриплитными и островодужными (см. рис. 3, б), а по соотношению калиево-железистости точки их составов дают отчетливый тренд нормальной дифференциации (тренд первого типа, см. рис. 2, б).

Наиболее изученные на настоящий момент магматические образования палеозоя Селеннянского антиклинория — породы трехфазного *томмотского комплекса* (D_2-C_1) щелочно-базальтовой магматической серии геохимических типов щелочных сиенитов и базальтов. В первую фазу формировались интрузивные залежи щелочных ультрабазитов — якупирангитов, полевошпатовых и рудных якупирангитов и реже — перидотитов. К-Аг возраст 367—398 млн.лет, Аг-Аг — 340 млн.лет. Ко второй фазе отнесены жильные и линзовидные тела анортозитов, плагиоклазитов, горнблендитов, вебстеритов, субщелочного и щелочного габбро с Аг-Аг возрастом 329 ± 29 млн.лет и Rb-Sr изохронной датой 340 млн.лет. В третью фазу интрузируют лейкократовые субщелочные и щелочные сиенитовые магмы (тенсбергиты, пуласкиты). Rb-Sr изохронная датировка тенсбергита 280 ± 18 млн.лет, а Аг-Аг их возраст 300 млн.лет. Весь комплекс локализован среди амфиболитов, полевошпат-амфиболовых кристаллических сланцев и гранитогнейсов тирехтяхской метаформации. Типоморфные особенности минералов и геохимические параметры пород отвечают магматическим образованиям континентальных рифтов [12], что согласуется с их структурной позицией и характером тренда калиево-железистости (см. рис. 2, б). Тем не менее, точки составов пород томмотского комплекса на дискриминационной диаграмме Дж.Пирса локализованы у границ островодужных и внутриплитных базальтоидов (см. рис. 3, б).

Раннекаменноугольные вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования изучены Ю.В.Карякиным (1996) в бассейне р.Сеймчан, где они согласно залегают на позднедевонских отложениях. Здесь наблюдается чередование известняков и известковистых песчаников и алевролитов с вулканическими песчаниками, витро- и кристаллокластическими туфами и туфобрекчиями базальтов, покровами и потоками (мощностью 5—80 м) афировых пиллоу-базальтов, миндалекаменных базальтов, базальтовых лавобрекчий. По химическому составу среди них преобладают Na-щелочные оливиновые базальты щелочно-базальтовой и базанитовой магматических серий при резко подчиненном количестве кварц-нормативных толеитов низкощелочной известковой серии. По соотношениям редких элементов породы принадлежат, соответственно, к геохимическим типам Na-щелочных базальтов и континентальных толеитов. Все они по своим параметрам относятся к внутриплитным и рассматриваются Ю.В.Карякиным как образования дифференцированной серии континентально-рифтогенной геодинамической обстановки. Тренд их дифференциации наиболее близок таковому пород западной части ВКОО, но отличается сохранением натрового типа щелочности (см. рис. 2, б), т.е. привнос глубинного вещества здесь был гораздо менее интенсивным.

Позднекаменноугольно-раннепермским временем датирована *нангонджинская свита* алевролитов с прослоями туфогенных пород в бассейне р.Желтая и пироксен-амфиболовые габброиды мощных пластовых тел, мелких штоков и даек, изученных в основном в бассейнах рек Джактардах и Желтая. Породы относятся к латитовой магматической серии, геохимическому типу континентальных толеитов. Одновозрастные образования значительно шире распространены в сопредельных районах Приколымского поднятия в составе *чахаданской вулканоплутонической ассоциации*, включающей одноименную вулканогенную свиту и субвулканический *арга-тасский комплекс*. В разрезе *чахаданской свиты* наблюдаются потоки и покровы пикробазальтов, базальтов, трахибазальтов, разделенные редки-

ми пластами и пачками карбонатно-терригенных, терригенных пород, туфопесчаников и туфоалевролитов. Субвулканические образования представлены пластовыми телами и дайками трахибазальтов, базальтов, щелочных пикробазальтов, пикритов, щелочных пикритов, долеритов; небольшими дифференцированными интрузиями габбро, умеренно-щелочных габбро, габбро-пироксенитов и перидотитов. Породы по составу отвечают внутриплитным образованиям и обнаруживают тренд дифференциации первого типа (см. рис. 1, б, 2, б).

Таким образом, характер палеозойского магматизма в восточной части региона заметно отличался от проявленного в западной части. В большинстве районов магматической активности ИКПР в развитии магматизма всех этапов преобладали феннеровские ряды дифференциации с плавным нарастанием железности пород параллельно с менее значительным ростом их щелочности. При этом, как правило, сохранялась натриевая специализация базальтоидов. Параметры вещественного состава основных пород часто промежуточные между таковыми внутриплитных и островодужных базальтоидов. В отличие от одномодальных основных серий западной части региона и бимодальных серий рифтов магматические породы большинства возрастных этапов образуют здесь непрерывные серии с ведущей ролью основного магматизма при подчиненной — кислого и еще несколько меньшей — андезитовидного. Уменьшаются и расчетные глубины выплавления магм и температуры ликвидуса ($P_{\max}$ 2,2 ГПа, $T_{\max}$ 1300°C). Это свидетельствует о большей «разогретости» подстилающей мантии и более обводненном характере субстратов магмогенерации. Такие серии пород, нетипичные как для рифтогенного внутриплитного магматизма и магматизма горячих точек, так и для островодужного, фиксируются обычно либо в самых тыловых частях зон коллизии, либо вблизи активных границ полей.

К рифтогенным можно отнести только позднерифейские породы калгынской метаформации (внутреннего, или малого, океанического бассейна); раннекаменноугольные магматические образования Тас-Хаяхтахского антиклинория (континентально-окраинный рифт) и девон-раннекаменноугольные щелочные породы сложно дифференцированного томмотского комплекса. В эволюции материнских расплавов последних прослеживается последовательный ряд глубинной дифференциации с параллельным интенсивным привносом глубинного калия.

В существующих тектонических схемах Верхоянская континентальная окраина приводится как пример типичной пассивной окраины. А.К.Худoley [13] сопоставляет ее с западной окраиной Северо-Американского палеоконтинента (Кордильеры Канады) и предлагает выделять их в особый Тихоокеанский тип пассивных окраин в отличие от классического Атлантического. Действительно, в отличие от классической модели пассивной окраины Г.Буалло, характеризующейся проявлением магматизма только в начальной стадии, соответствующей континентальному рифтогенезу, и амагматичной во все остальное время, в пределах ВСНП даже в палеозое установлено несколько этапов магматической активности, но складчатость, как и в классических пассивных окраинах, проявлена только после завершения последнего из них (раннеюрского), да и типично бимодальных серий здесь пока не выявлено. Поэтому на современной стадии изученности западная часть Верхояно-Колымской области в палеозое скорее должна рассматриваться как наиболее близкая именно классической пассивной континентальной окраине с проявлениями рассеянного рифтогенеза, тогда как Индигиро-Колымский палеогеографический регион в палеозое был явно ближе к активной окраине.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 00-05-65105, 00-05-96212р98арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И.И., Гельман Л.С., Засеев В.Г. и др. Петрохимические исследования при геодинамических реконструкциях. Методические рекомендации. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
2. Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем—среднем палеозое. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996.
3. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР // Осадконакопление и вулканизм. М., 1990.
4. Горбов Г.С., Загзузина И.А. Первые определения абсолютно-го возраста метаморфических пород Колымского массива // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 5. С. 1131—1132.
5. Золотухин В.В. О феномене переменной калиевости платформенного магматизма (на примере Сибирской платформы) // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 505—507.
6. Карякин Ю.В., Оксман В.С. Раннепалеозойские осадочно-вулканогенные образования Селенняхского блока и их геодинамическая природа // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Якутск, 1999. Т. I. С. 83—87.
7. Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В. и др. Петрохимические серии магматических пород. — Петрозаводск, 2001.
8. Лейер П., Парфенов Л. М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 5. С. 621—624.
9. Натанов Л.М., Сурмилова Е.П. (отв. ред.). Геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Q-54, 55. Хону. — Л.: ВСЕГЕИ, 1986.
10. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М., 1987. С. 102—133.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
12. Трунилина В.А. Магматизм позднепротерозойского—раннепалеозойского этапа развития зоны сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента // Отечественная геология. 1999. № 1. С. 41—46.
13. Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере Верхоянья и Кордильер Канады) // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. С.-Пб., 2000. Электронная версия, 1999.
14. Худoley А.К., Кропачев А.П., Химан Л.М. и др. Раннепалеозойский магматизм Сетте-Дабана (Южное Верхоянье, юго-восточная Якутия) // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 1. С. 82—85.
15. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments of Cyprus // Tectonophysics. 1973. Vol. 25. P. 41—67.

УДК 551. 243

© Ф.Ф.Третьяков, 2002

Региональный структурный анализ тектонических деформаций и сегменты Адыча-Тарынской зоны разломов

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ

Адыча-Тарынская зона разломов (АТЗР) представляет собой крупную региональную тектоническую и металлогеническую единицу складчатой системы Восточной Якутии, расположенную на границе Кулар-Нерского сланцевого пояса и Адыча-Эльгинской складчатой зоны [3]. Она разделяет осадочные комплексы Ниткан-Тобычанской и Дербек-Эльгинской структурно-фациальных зон позднего триаса и юры, которые отличаются друг от друга также проявлением в них разнотипных тектонических деформаций (соответственно Нерская и Адыча-Эльгинская складчатые зоны) [1, 2]. В центральной части АТЗР представлена полосой шириной более 10 км, состоящей из серии сближенных взбросо-надвиговых и сдвиговых разрывных нарушений северо-западного направления, сформировавшихся главным образом в эпоху позднемезозойской коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном. В статье по материалам структурного исследования рассматриваются некоторые вопросы внутреннего строения, сегментации и металлогении АТЗР на протяжении около 280 км, от р.Индирик до устья р.Эльгенджа (рис. 1). Результаты регионального структурного анализа проиллюстрированы диаграммами массовых замеров плоскостных элементов слоистости (складчатости) и кливажа, ориентировка которых во многих случаях — один из основных показателей характера, форм и типов тектонических дислокаций.

Структуры Нерской складчатой зоны изучены на р.Имтачан (правый приток р.Утачан) и на левобережье р.Индирика (ниже устья р.Сарылах), вдоль автодороги Усть-Нера—Сарылах (см. рис. 1, участки 1, 2). Они определяются главным образом сжатыми линейными складками северо-западного простирания шириной от первых метров до первых сотен метров в ассоциации со структурами сквозного сланцевого кливажа осевой плоскости. Крупные складки симметричные и асимметричные до изоклинальных. Крылья крутые, нередко опрокинуты в юго-западном или северо-восточном направлении и осложнены более

мелкой складчатостью, а также продольными взбросами и надвигами. На стереограммах полюсов плоскостей слоистости и кливажа (см. рис. 1, стереограммы 1 А, Б; 2 А, Б) видно, что их максимумы концентрируются симметрично в северо-восточных и юго-западных секторах круговых диаграмм и рассеиваются по дугам большого круга, указывая на северо-западное простирание кливажа и осей линейных складок.

Верхнетриасовые отложения Адыча-Эльгинской складчатой зоны на правобережье р.Эльги, в районе устья р.Большой Селерикан и в бассейне р.Индирика выше устья р.Эльги (см. рис. 1, участки 10, 11) дислоцированы относительно слабо, местами залегают горизонтально. Углы наклонов слоев составляют 10—30° до 50—60° в зонах крутых флексурных перегибов или разрывных нарушений (см. рис. 1, стереограммы 10 Б, 11 Б). Складчатые деформации на правобережье р.Индирика представлены волнообразными и коробчатыми формами шириной от 5 до 60 м, которые ассоциируют с послойными или межпластовыми срывами. Последние устанавливаются по горизонтальным смещениям секущих кварцевых жил и прожилков до первых дециметров вдоль поверхностей слоистости. Малоамплитудные ступенчатые надвиги и взбросы, соединяющие послойные срывы в подошве и кровле слоя или группы слоев, нередко образуют мелкие дуплексные структуры (рис. 2, а). Висячем крыле относительно крупных ступенчатых взбросов, которые развиваются при перескоке послойных надвигов из нижних в верхние горизонты слоистых пород, формируются антиклинальные рамповые складки шириной до 10 м (см. рис. 2, б). Разноориентированный селективный пластовый кливаж в обнажениях на р.Индирика наблюдается крайне редко (см. рис. 1, стереограмма 11 А). Лишь с приближением к АТЗР на правобережье р.Эльги поверхности кливажа приобретают выдержанное субширотное направление, круто погружаясь по северным азимутам (см. рис. 1, стереограмма 10 А).

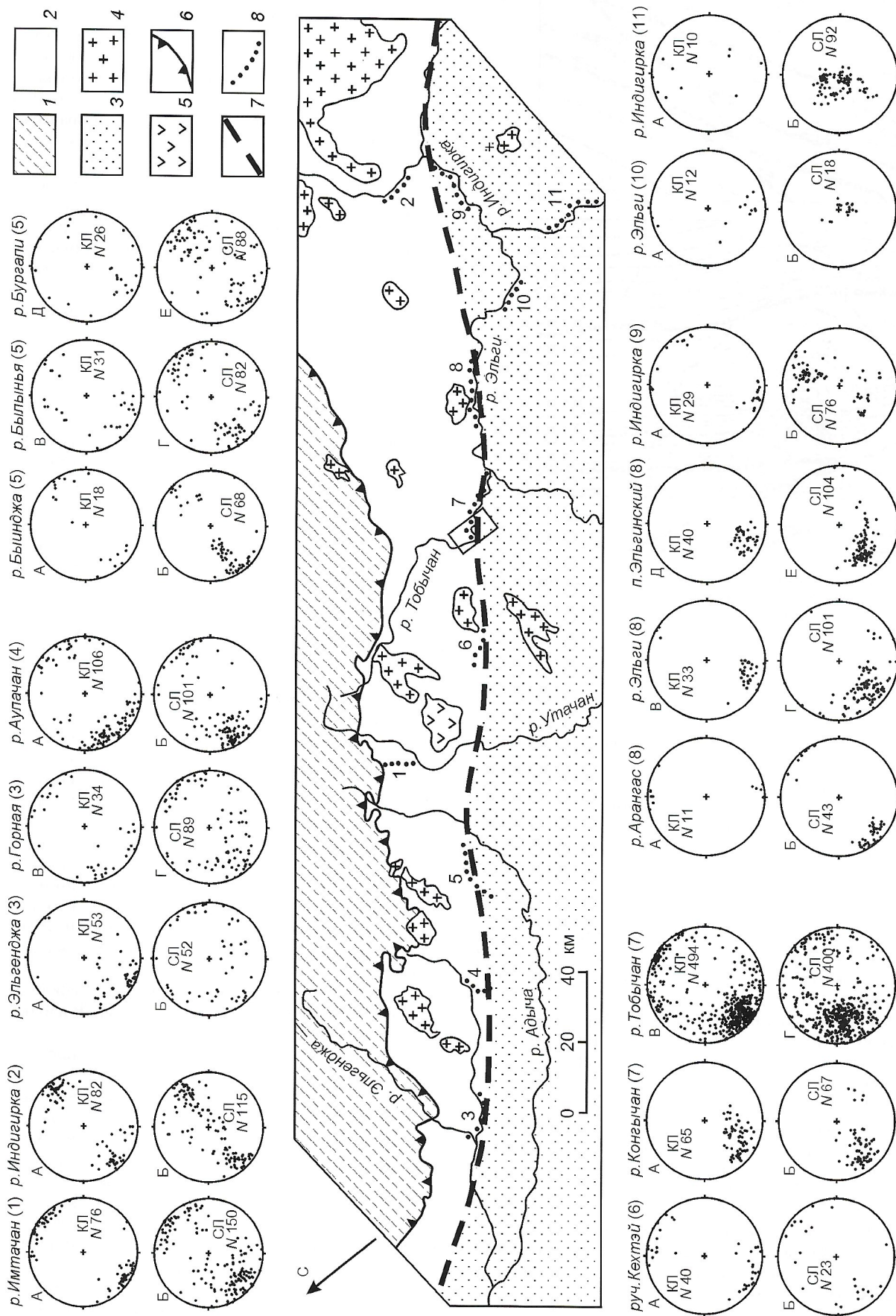


Рис. 1. Схема центральной части Адыча-Гарынской зоны разломов:

1 — Инъяли-Дебинский синклиний; складчатые (структурно-формационные) зоны: 2 — Нерская (Ниткан-Тобычанская), 3 — Адыча-Эльгинская (Дербек-Эльгинская); 4 — гранитоиды; 5 — Утачанский субулан; 6 — Чаркы-Индиурский надинг; 7 — Адыча-Гарынская зона разломов; 8 — участки детальных структурных исследований (номера участков 3—6 соответствуют структурам Адычанского, 7—9 — Эльгинского сегментов); прямоугольником показано местонахождение Тобычанского перигиба; стереограммы полюсов поверхностей слоистости и кливажа выполнены на сетке Вульфа в проекции на нижнюю полушару; на стереограммах: КП — кливаж, СП — слоистость, N — число замеров

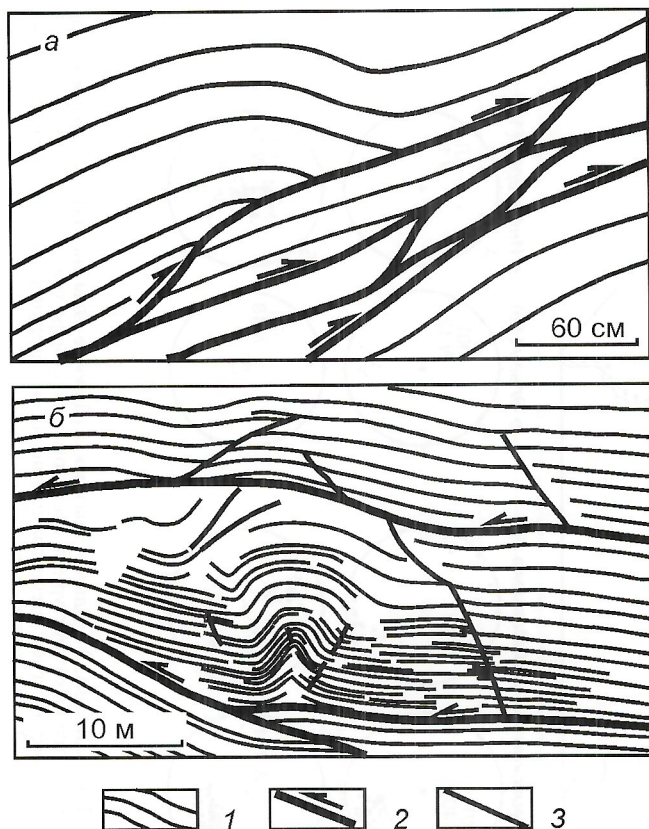


Рис. 2. Мелкие дуплексы (а), складки и послойные срывы (б) в верхнетриасовых отложениях Адыча-Эльгинской зоны, правобережье р. Индигирка, выше устья р. Тызлах:

1 — слоистость; 2 — надвиги и послойные срывы; 3 — прочие разрывы

Сравнение стереограмм массовых замеров ориентировки слоистости и кливажа Нерской и Адыча-Эльгинской зон (см. рис. 1, стереограммы 1, 2, 10, 11) ясно указывает на разную степень деформаций слагающих их осадочных пород, а разные типы складчатых дислокаций этих зон свидетельствуют о том, что их формирование проходило в неодинаковых динамических условиях. Результаты структурных исследований на р. Индигирка приводят к выводу, что пологие дислокации Адыча-Эльгинской зоны, представленные брахиформными, коробчатыми и корытообразными складками, обязаны своим происхождением не штамповым воздействиям блоков фундамента на породы осадочного чехла, как это предполагалось ранее, а деформациям субгоризонтального послойного срыва.

Граница или зона сочленения разнородных Нерской и Адыча-Эльгинской тектонических зон — АТЗР. Вдоль ее простирания в пределах рассматриваемой территории выделяются два сегмента — северо-западный Адычанский и юго-восточный Эльгинский, которые имеют различное строение. Северо-западный фланг Эльгинского сегмента нарушен Тобычанским флексурным перегибом. Последовательность образования многоэтапных складчатых и разрывных нарушений в АТЗР впервые изложена в работе [2], в которой было показано, что главный структурный элемент АТЗР или репер, относительно которого определяются многократные деформации, — сквозной кливаж второй генерации северо-западного направления.

Адычанский сегмент. На крайнем северо-западном участке сегмента, на правобережье приустьевой части р. Эльгенджа (см. рис. 1, участок 3) фрагмент АТЗР представлен мощной зоной дробления шириной более 1 км. Верхне-

триасовые глинистые отложения разбиты на мелкие блоки шириной от первых десятков до первых сотен метров сближенными крутонаклонными сдвигами и разрывами с неустановленной кинематикой. Внутри блоков осадочные породы нередко рассланцованы по слоистости, залегают круто под углами $70-90^\circ$ с северо-восточными и юго-западными азимутами падения и представляют собой крылья крупных линейных складок (см. рис. 1, стереограмма 3 Б). Более пологие наклоны слоев связаны с приразломными нарушениями или перегибами в приосевых зонах складок. Ориентировка кливажа второй генерации, параллельная направлению АТЗР, выдержана и имеет северо-западное простирание с наклонами поверхностей главным образом по северо-восточным азимутам (см. рис. 1, стереограмма 3 А). Более поздние наложенные структуры третьей генерации отмечаются редко и в отдельных блоках выражены кливажем субширотного направления.

Юго-восточнее, в нижнем течении р. Горная, складчатость или поверхности нарушенной слоистости и кливажа второй генерации в целом имеют ту же ориентировку (см. рис. 1, стереограммы 3 В, Г), что и на предыдущем участке. Однако здесь более отчетливо проявлены поздние тектонические деформации, наложенные на северо-западные структуры АТЗР. Они представлены узкими приразломными зонами (шириной до 10 м) мелкой складчатости с кливажем осевой плоскости субширотных и субдолготных простираний. Наложенные складчатые структуры установлены на тех участках, где разрезы глинистых пород содержат прослои песчаников и парагенетически связаны с мелкоамплитудными сдвиговыми разрывами, срезающими складки северо-западных направлений.

Далее к юго-востоку (см. рис. 1, участок 4) в бассейне среднего течения р. Аулачан (правый приток р. Адыча) в зоне АТЗР шириной более 5 км наблюдается тот же структурный парагенезис крутонаклонных поверхностей слоистости и кливажа, имеющих преимущественно северо-западные простирания (см. рис. 1, стереограммы 4 А, Б). Это свидетельствует о развитии здесь линейных складчатых структур второй генерации, нарушенных продольными разрывами. Основной структурный стиль тектонических деформаций АТЗР представлен чередованием разной ширины зон дробления, интенсивного рассланцевания глинистых пород и блоков осадочных отложений, смятых в сжатые складки со сквозным кливажем осевой плоскости. Из нарушений более поздних деформаций заметны узкие зоны субширотного кливажа с мелкими клинкообразными складками с крутыми шарнирами, изгибающими поверхности сланцевого сквозного кливажа второй генерации.

В пределах участка 5 сложные тектонические деформации юрских и верхнетриасовых отложений в АТЗР наблюдаются в правых притоках верховьев р. Адыча — на реках Бургали и Былынья [1]. Однако и здесь основные нарушения крутонаклонной слоистости (линейной складчатости) и кливажа АТЗР ориентированы в северо-западном направлении (см. рис. 1, стереограммы 5 В—Е). Западнее, в бассейне р. Быинджа, крутые дислокации верхнетриасовых пород и региональный кливаж (см. рис. 1, стереограммы 5 А, Б), связанные с зоной АТЗР, установлены в обнажениях верхнего течения реки. В южном направлении интенсивность деформаций резко убывает и в нижнем течении р. Быинджа верхнетриасовые породы слагают крупную брахиформную антиклиналь шириной около 3 км с углами наклона крыльев от 25 до 50° (на стереограмме 5 Б они образуют обособленный максимум), которая, по всей видимости, уже относится к структурам Адыча-Эльгинской зоны.

На междуречье Утачан—Тобычан (участок 6) в районе ручьев Кехтэй, Тордочан и Заозерный деформации АТЗР в норийских отложениях проявлены в основном однотипными структурами сквозного сланцевого кливажа двух генераций — северо-западного и субширотного направлений (см. рис. 1, стереограмма 6 А). Поверхности слоистости или сжатые линейные складки данного участка (стереограмма 6 Б) ориентированы практически по тем же азимутам, что и кливаж второй генерации. Структуры субширотного кливажа осевой плоскости третьей генерации почти повсеместно наложены на кливаж второй генерации и образуют самостоятельные зоны шириной 100—500 м (например, в устье р.Кехтэй).

Тобычанский перегиб. Наиболее сложные деформации верхнетриасовых отложений в Адыча-Тарынской зоне разломов установлены в нижнем течении р.Тобычан — от устья р.Ненгчан до устья р.Конгычан (участок 7). Детальные структурные исследования в пределах этой площади позволили расшифровать последовательность возникновения многоэтапных тектонических деформаций в зоне АТЗР [2]. Здесь в отличие от других участков АТЗР дислоцированные осадочные толщ образуют крупный коленообразный флексурный перегиб (в плане) долготного направления и слагают моноклираль шириной около 10 км с запада на восток, а длиной более 10 км с юга на север, с крутым погружением слоев преимущественно по восточным азимутам (рис. 3). Многочисленными разрывами разных направлений эта структура разбита на блоки, в которых сохранились фрагменты продольных сжатых складок первой генерации шириной 50—100 м и углами наклона крыльев 40—75°, иногда с кливажем осевой плоскости. В асимметричных складках восточные крылья относительно пологие, а западные более крутые, порой опрокинуты и нарушены продольными взбросами и надвигами. Моноклираль и осложняющие ее складки ранней генерации почти повсеместно пересечены и нарушены кливажем второго этапа деформаций северо-западного направления, который представляет собой главную структуру АТЗР (см. рис. 3). Кливаж проявлен настолько интенсивно, что в глинистых толщах часто полностью вуалирует элементы слоистости. По форме он относится к сквозному сланцевому кливажу осевой плоскости, с которым в парагенезе находятся изоклиральные и более открытые складки шириной 10—30 м. Кливаж третьего этапа деформаций наиболее отчетливо проявляется в приустьевых частях рек Конгычан и Ненгчан, а также в обнажениях р.Тобычан, ниже устья р.Джугаджак, где образует зоны субширотного направления шириной 10—250 м. В этих зонах он в виде сквозного кливажа осевой плоскости наложен на складки и кливаж первой и второй генераций.

Эльгинский сегмент. Севернее Тобычанского перегиба на р.Конгычан тектонические структуры верхнетриасовых толщ снова приобретают северо-западное направление, типичное для дислокаций АТЗР. Они образуют тектоническую пластину с крутыми моноклиральными залеганиями осадочных пород, погружающихся в северо-восточном направлении (см. рис. 1, стереограмма 7 Б). Тектоническая пластина, судя по чередованию интервалов с крутыми и пологими наклонами северо-западного кливажа относительно поверхностей слоистости, выполнена пакетом сильно сжатых, до изоклиальных, складок, наклоненных и опрокинутых на юго-запад. Системы кливажа второй и третьей генераций характеризуются погружениями поверхностей, соответственно, по северо-восточным и северным азимутам (см. рис. 1, стереограмма 7 А).

Далее к юго-востоку на левобережье р.Эльги (участок 8) верхнетриасовые отложения в зоне Эльгинского сегмента шириной более 5 км также характеризуются крутыми мо-

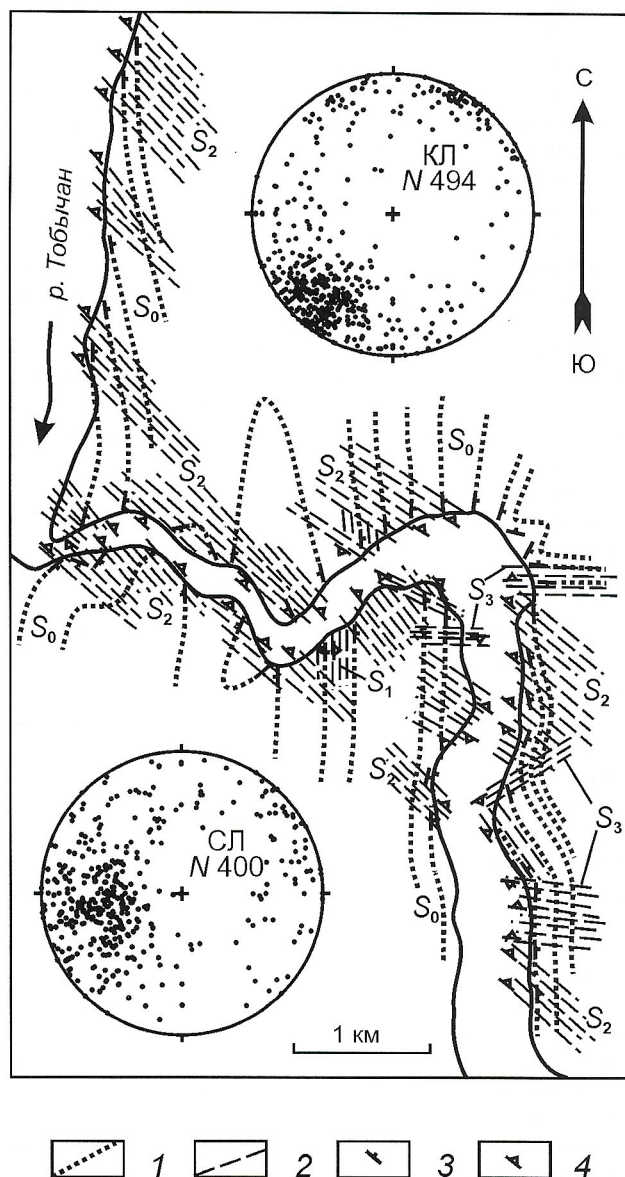


Рис. 3. Структурная схема Тобычанского флексурного перегиба:

1 — слоистость S_0 ; 2 — кливаж трех генераций S_1, S_2, S_3 ; элементы залегания; 3 — слоистости, 4 — кливажа; местоположение и остальные условные обозн. см. рис. 1

ноклиральными погружениями осадочных толщ в северо-восточном направлении (см. рис. 1, стереограммы 8 Б, Г, Е) и слагают серию тектонических пластин северо-западного простирания. В нижнем течении р.Арангас осадочные породы внутри тектонических пластин рассланцованы по слоистости и смяты в пакеты сильно сжатых (до изоклиальных) и опрокинутых на юго-запад складок. Необычно то, что здесь отсутствуют структуры кливажа второй генерации, секущие слоистость (кроме послыного рассланцевания), но устанавливается широкое развитие правосдвиговых зеркал скольжения по поверхностям крутонаклонной (70—85°) слоистости. На все эти структуры северо-западного направления наложен интенсивный субширотный субвертикальный кливаж (см. рис. 1, стереограмма 8 А), параллельный осевым плоскостями мелких складок третьей генерации.

Юго-восточнее, также на левобережье р.Эльги, сохраняется общее северо-восточное моноклиральное погруже-

ние тектонических блоков, сложенных отложениями верхнего триаса, но более крутое (45–80°) в районе устья руч. Широкий и относительно пологое (35–60°) у пос. Эльгинский (см. рис. 1, стереограммы 8 Г, Е). Структуры кливажа, определяющие деформации второй и третьей генераций, выражены двумя системами, соответственно северо-западного и широтного направлений, с погружениями их поверхностей по северо-восточным и северным азимутам (стереограммы 8 В, Д). Поздние генерации кливажа парагенетически ассоциируют с субширотными левосдвиговыми и сбросовыми разрывами, которые нарушают все более ранние складчатые структуры и кливаж.

На крайнем юго-восточном окончании Эльгинского сегмента АТЗР, на левобережье р. Индигирка (участок 9), деформации верхнетриасовых осадочных пород представлены теми же структурными комплексами второй и третьей генераций, но уже северо-западного и субширотного направлений (см. рис. 1, стереограммы 9 А, Б).

Приведенные выше данные показывают сложное неоднородное внутреннее строение АТЗР, резко изменяющееся вдоль ее простираия. В разных сегментах зоны тектонические структуры отличаются друг от друга характером и типом дислокаций. Структуры Адычанского сегмента от р. Эльгенджа до района руч. Кехтэй, а также на юго-восточном фланге Эльгинского сегмента (на левобережье р. Индигирка) характеризуются распространением главным образом в разной степени сжатых линейных складок и их фрагментов (см. рис. 1, стереограммы слоистости участков 3–6, 9). В Эльгинском сегменте на р. Конгычан и на левобережье р. Эльги верхнетриасовые породы слагают серию тектонических пластин с моноклинальным залеганием слоев, которые круто погружаются в северо-восточном направлении (см. рис. 1, стереограммы 7 Б; 8 Б, Г, Е). Осадочные породы внутри тектонических пластин нередко смяты в пакеты тесно сжатых (до изоклинальных) складок, опрокинутых на юго-запад. Однако в пределах обоих сегментов главной структурой остается сквозной кливаж второй генерации северо-западного направления.

На р. Тобычан общее северо-западное простираие тектонических структур АТЗР нарушается коленообразным флексурным перегибом долготного направления. Эта структура примечательна тем, что только в ее пределах хорошо сохранились складки и кливаж первой генерации, которые ориентированы согласно долготному направлению перегиба и нарушены структурами более поздних генераций. Предполагая, что Тобычанский перегиб сформировался в результате правосдвиговых движений второго этапа деформаций, приходим к выводу, что тектонические структуры первой генерации изначально, по-видимому, также имели северо-западное простираие. По форме и ориентировке они близки складкам и кливажу второй генерации. Этот вывод позволяет объяснить, почему в других участках АТЗР выявляются лишь нарушения второго и третьего этапов деформаций, поскольку складчатые структуры первой генерации, идентичные вторым по форме и направлению, трудно различимы. Однако на некоторых участках (реки Горная, Былынья) наблюдаются пересечения двух систем кливажа общего северо-западного направления с противоположными или примерно одинаковыми азимутами падения, но с разными углами наклонов, которые, по-видимому, и соответствуют системам кливажа первой и второй генераций.

Различие стиля деформаций в Адычанском и Эльгинском сегментах можно объяснить тем, что широкая полоса тектонических дислокаций АТЗР охватывает как структуры Нерской, так и Адыча-Эльгинской складчатых зон. В Адычанском сегменте АТЗР наложена в основном на структуры юго-западной окраины Нерской зоны, а в Эль-

гинском — на структуры северо-восточного края Адыча-Эльгинской. На основании этих и других [2] данных устанавливается следующая последовательность образования сложного комплекса тектонических структур и рудных объектов АТЗР.

Адыча-Тарынская зона разломов на раннем этапе позднемезозойской коллизии в начале неокома представляла собой систему фронтальных сближенных взбросов и надвигов, сформировавшихся на юго-западной границе Нерской складчатой зоны или в области ее «столкновения» с Адыча-Эльгинской. Взбросо-надвиговые тектонические поля напряжений этого времени характеризуются горизонтальным направлением осей сжатия и вертикальным осей растяжения и способствуют образованию не только пологих надвигов и послонных срывов, но и (суб)горизонтальных трещин отрыва и полостей межпластовых отслоений. Можно предполагать, что возникновение месторождений с межпластовой, седловидной формой рудных тел в АТЗР, таких как Тонор, Киняс, Жданное и другие [4], а также Талалах и Бадран в смежной Адыча-Эльгинской складчатой зоне, проходило одновременно с формированием надвиговых структур. Позднее, к концу неокома, по мере нарастания процесса коллизии и смены направления региональных тектонических движений, Адыча-Тарынская зона взбросо-надвиговых разрывных нарушений трансформировалась в зону сдвигов. С этим этапом предполагается становление золото-сурьмяных месторождений АТЗР (Сарылах, Сентачан и др.), в которых рудные тела имеют секущие формы. Наложение сдвиговых деформаций на более ранние надвиговые нарушения и межпластовые рудные тела приводит к искажению, усложнению последних и возникновению рудных структур комбинированной морфологии.

Поперечные и диагональные разрывные нарушения северо-восточного, субдолготного и субширотного направлений, усложняющие строение АТЗР и разбивающие ее сегменты на более короткие звенья, завершают формирование сложного комплекса наложенных тектонических структур и морфологических типов рудных полей АТЗР. Наиболее распространены субширотные тектонические нарушения, которые прослеживаются вдоль всей АТЗР. Они сопровождаются кливажем третьей генерации, который накладывается на все более ранние структуры. Местами он проявляется очень интенсивно до сквозного кливажа осевой плоскости (р. Арангас, руч. Кехтэй) и ассоциирует с левосдвиговыми разрывами, которые смещают отрезки АТЗР относительно друг друга на расстояния до первых сотен метров и, возможно, первых километров. Не исключено, что некоторые зоны поперечных разрывных нарушений, в т.ч. субширотные диагональные сдвиги, унаследуют зоны латеральных рампов взбросо-надвиговых разломов ранних генераций.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 01-05-65485, 00-05-65105, 00-05-96227 р98арктика, 00-05-96212р98арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов Ю.В., Климаш В.П., Попов Л.Н. и др. Геологическое строение Былыньинского блока в центральной части Адыча-Тарынского разлома (верхнее течение р. Адыча) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 78–89.
2. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90–102.
3. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
4. Шур В.И. Атлас структур рудных полей Якутии. — М.: Наука, 1985.

Деформационные структуры Омuleвского блока

В.С.ОКСМАН, А.В.ПРОКОПЬЕВ, В.Ф.ТИМОФЕЕВ

В юго-западной части осевой зоны Верхояно-Колымской орогенной системы выделяется Омuleвский блок, сложенный ниже-среднепалеозойскими породами. Он отделен позднемезозойскими грабенами от расположенных к востоку и юго-востоку от него Рассохинского и Арга-Тасского блоков. Омuleвский блок протягивается более чем на 300 км вдоль осевой части хр.Улахан-Чистай в северо-западном направлении и имеет ширину до 50 км. Он отделен кальдерой проседания Буордахского субвулкана от находящегося к северу Эриkitского блока. Западная граница Омuleвского блока — крупнейший в горной системе Черского разлом Дарпир. Структуры названного блока ранее уже неоднократно рассматривались [1—4, 7, 9]. Исследователи обращали внимание на его глыбово-блоковое строение и преимущественно коробчатый, брахиформный или сложный флексуровидный стиль антиклиналей и линейный характер синклиналей. В более поздних публикациях и на геологических картах отмечались чешуйчато-надвиговые дислокации, осложняющие коробчатые складки Омuleвского блока [2, 3]. В статье изложены результаты структурных исследований, задачей которых было проведение типизации дислокационных структур Омuleвского блока и установление последовательности их формирования.

Наиболее древние докембрийские и раннекембрийские кристаллические породы выделены в ядрах крупных антиклиналей и их сводов (Уочатский, Журский, Ивашкинский и др.) [1, 4—12]. Раннепалеозойские образования, также большей частью приуроченные к ядрам антиклиналей, представлены кембрийскими кварцитами, конгломератами, офиолитокластитами и зонально зеленосланцево-метаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями [12]. Средне-позднепалеозойские отложения, расположенные в мульдах синклиналей и на их крыльях, сложены монотонными толщами карбонатных пород, чередующихся с карбонатно-терригенными и терригенными отложениями. К наиболее крупным структурам отнесены на севере блока Тирехтяхская и Хараулахская, а на юге Уочатская, Кривунская и Быстринская антиклинали и разделяющие их Каньонская и Сернинская синклинали. Данные складки расположены кулисообразно, под острым углом к основному разлому, а их оси простираются в северо-западном направлении. Осевые плоскости складок наклонены на юго-запад или северо-восток, а их шарниры погружаются в северо-западном или юго-восточном направлении под углами от 10 до 50° [5]. Ориентировки шарниров и осевых плоскостей складок низших порядков, осложняющих картируемые структуры, изменяются согласно с изменением ориентировок этих структурных элементов в более крупных структурах. Как правило, складчатые структуры имеют асимметричный рисунок. Складки, расположенные в западной части блока, наклонены на юго-запад, а в восточной — на северо-восток.

Специальные структурные исследования проведены на небольшом узловом участке в северо-западной части рассматриваемого блока. В центральной части изученного участка выделена Тирехтяхская антиклиналь (рис. 1). Юго-западное крыло складки срезано разломом Дарпир, по которому палеозойские образования контактируют с позднеюрскими вулканогенно-осадочными отложениями Уяндина-Ясачненского вулканического пояса. Вдоль разлома Дарпир прослежен Гарбынский массив гранитов.

Тирехтяхская антиклиналь имеет асимметричное строение с крутым северо-западным и более пологим северо-восточным крыльями. Ширина складки составляет 10 км

при протяженности 50 км. Ось складки протягивается в северо-западном направлении и испытывает небольшие (до 20°) развороты в плане, а осевая плоскость наклонена на юго-запад, шарнир ее ундулирует в северо-западном и юго-восточном направлениях при изменяющихся углах погружения от 10 до 50°. Ядро складки сложено мраморами кембрийского возраста. Они с угловым несогласием перекрыты зеленосланцево-метаморфизованными раннеордовикскими кварцитами, кварцитовидными песчаниками, конгломератами и известково-глинистыми сланцами. Крылья складки образованы средне-позднеордовикскими известняками и известково-глинистыми сланцами.

В мраморах, кварцитах, кварцитопесчаниках и хлорит-серицитовых сланцах проявлены сланцеватость, метаморфическая и транспозиционная полосчатости S_1 (рис. 2, б). Они выражены чередованием параллельных полос, сложенных мусковит-хлоритовыми и кварц-плагиоклазовыми агрегатами. Сланцеватость и полосчатость развиваются субпараллельно осевым плоскостям мелких (их размеры не превышают 1—3 м) изоклинальных подобных, нередко интрафолиальных складок F_1 с килевидной или зубчатой формой замка. Соотношение видимой амплитуды к расстоянию между осевыми плоскостями складок от 10 до 20, иногда и более. Развитие структур первого этапа деформаций носит избирательный линейный, а иногда мозаичный характер.

Складки F_1 , сланцеватость и полосчатость S_1 деформируются в видимые в обнажениях складки F_2 . Последние, как правило, асимметричные, с наклоном осевых плоскостей на юго-восток. Оси складок F_2 расположены кулисообразно, а их шарниры погружены в северо-западном и юго-восточном направлениях. Размеры складок варьируют от первых до сотен метров. Одна из наиболее крупных и хорошо обнаженных опрокинутых складок данной генерации зафиксирована на склоне левого борта р.Тирехтя в ядерной части одноименной антиклинали (см. рис. 2, а). Поскольку ориентировки структурных элементов этих складок аналогичны таковым Тирехтяхской антиклинали, есть основания предполагать, что последняя представляет собой также структуру, сформированную во второй дислокационный этап. Со складками F_2 сопряжены разломы надвиговой, взбросовой и взбросо-левосдвиговой кинематики с наклоном плоскостей разломов преимущественно на юго-запад. Надвиги наиболее распространены на юго-западном крыле складки, а взбросы в ее ядерной части. Со складками F_2 обычно ассоциирует сланцевый кливаж S_2 осевой плоскости. Пересечение кливажа S_2 со сланцеватостью S_1 вызывает кренуляцию и образование микроплоскостности. Шарниры мелких плоскостей образуют линейность пересечения L_2 , выраженную тонкой штриховкой на плоскостях кливажа S_2 . Линейность L_2 характеризуется северо-западным простираем и изменяющимися углами погружения аналогично шарнирам складок F_2 . В нижнеордовикских конгломератах гальки испытывают уплощение и образуют сигаровидные или эллипсоидальные формы (см. рис. 2, в). Длинные оси галек ориентированы субсогласно с линейностью пересечения L_2 . В участках переслаивания мраморов с серицит-хлоритовыми сланцами образуются разнообразные по морфологии и размеру будины (см. рис. 2, г), также вытянутые длинными осями субпараллельно линейности. Подвергаются разлинзованию и будинажу и дайки габбро-диабазов, предположительно позднемезозойского возраста (см. рис. 2, д). Таким образом, структурный парагенез деформаций вто-

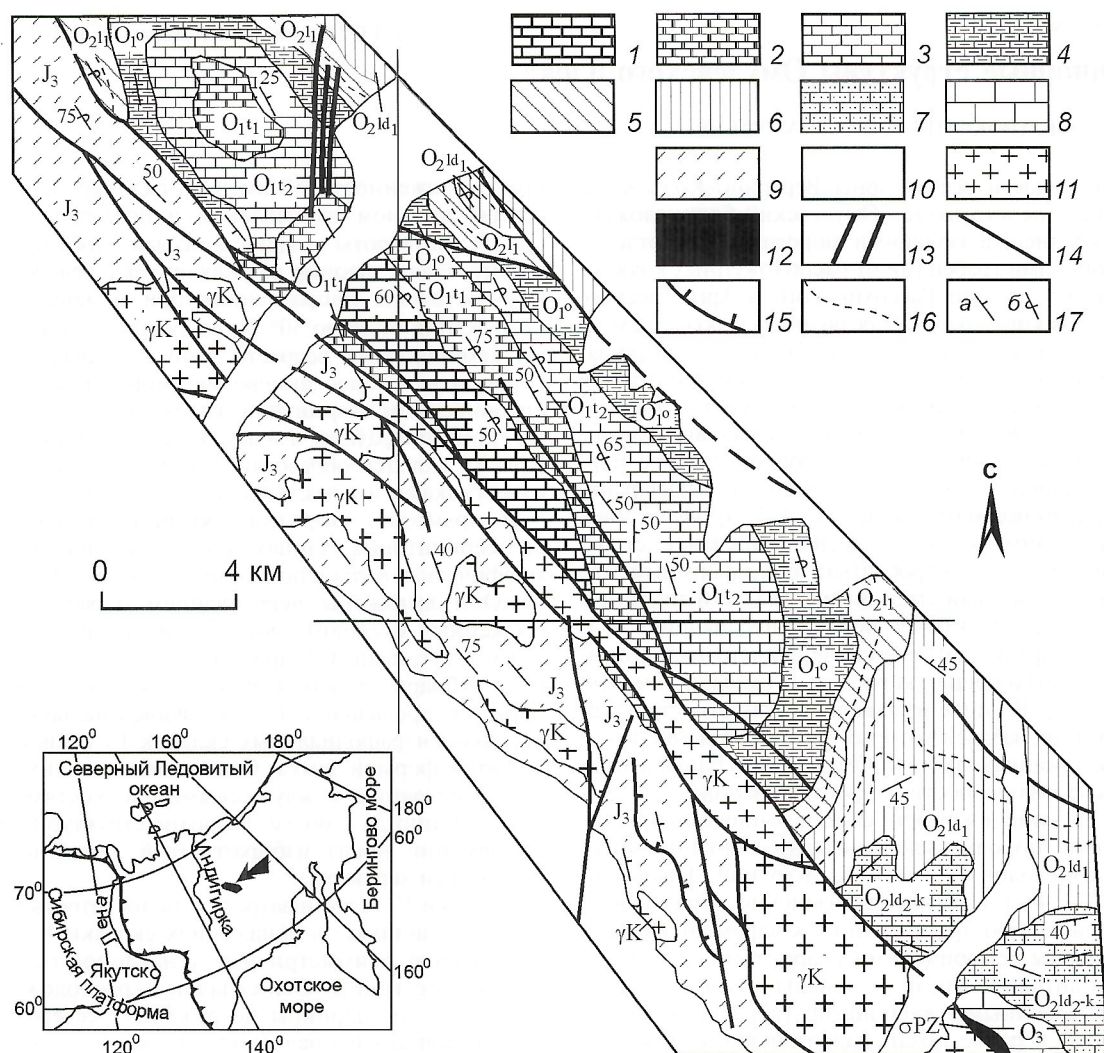


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части Омuleвского блока (Тирехтях-Гарбыньинское междуречье, хр. Улахан-Чистай), составлена по материалам Е.П. Сурмиловой и др., 1979; В.М. Мерзлякова и др., 1990, с исправлениями и добавлениями авторов:

отложения: 1 — кембрийские, 2—4 — раннеордовикские, 5—7 — среднеордовикские, 8 — позднеордовикские, 9 — позднеюрские, 10 — кайнозойские; 11 — граниты; 12 — серпентиниты, габбро-амфиболиты Гарбыньинского комплекса; 13 — габбро-диабазы; 14 — взбросо- и сбросо-сдвиги; 15 — надвиги; 16 — структурные линии; 17 — элементы залегания пород (а — нормальное, б — опрокинутое); на врезке — месторасположение района

рого этапа включает: различные морфологические типы линейности L_2 , сланцевый кливаж S_2 , кулисные складки F_2 , надвиги и взбросы с левосдвиговой кинематикой. Данные структурные элементы под небольшими углами секут ранее образованные структурные формы первого этапа, что может свидетельствовать о близкой ориентировке векторов сжатия и растяжения при деформациях.

Третий дислокационный этап, по-видимому, непосредственно связан с перемещениями по разлому Дарпир, отделяющему с юго-востока палеозойские образования от позднемезозойских отложений. Разлом Дарпир под острым углом ($20-30^\circ$) срезает юго-западное крыло Тирехтяхской антиклинали. С деформациями третьего этапа связано образование открытых параллельных S-образных складок F_3 с крутыми шарнирами и осевыми поверхностями (см. рис. 2, е). Оси складок F_3 расположены под углом $30-60^\circ$ к осям складок F_2 . Шарниры складок F_3 погружаются на юго-восток или северо-запад под углами $60-80^\circ$.

Разлом Дарпир и связанные с ним срывы в виде полосы шириной до 1,5 км протянулся в северо-западном направлении. По различным кинематическим индикаторам реконструируется его взбросо-левосдвиговая кинематика. Вертикальная и горизонтальная сдвиговая амплитуды перемещений по разлому, по-видимому, составляют километры.

От основной полосы отходят многочисленные разрывы, рассекающие как палеозойские, так и мезозойские образования и образующие структуры чешуйчатого сдвигового веера. Данным дислокациям подверглись и позднемеловые граниты Гарбыньинского массива. В них развивается круто ориентированная blastsмилонитовая полосчатость.

Представляется, что первоначальные дислокации и зеленосланцевый метаморфизм были связаны с покровно-надвиговыми перемещениями, которыми пластины палеозойских пород выводились на позднемезозойские образования. Возраст данных дислокаций по аналогии с другими блоками палеозойских пород коллизионного пояса Черского можно принять как среднеюрский. Эти деформации в разных частях проявлялись различно. В результате разрушения фронтальных частей покровно-надвиговых структур могли образовываться юрские олистохромы, уже давно описанные в Омuleвских горах [5]. Зеленосланцевый метаморфизм был зональный, и метаморфические изогряды расположены под углом к геологическим границам [3]. Наиболее интенсивный метаморфизм проявился, очевидно, в основании пластин, а в верхних частях пластин он затухал. Во второй дислокационный этап проявились надвиговые и взбросо-сдвиговые деформации, сформировались основные картируемые складки и свя-

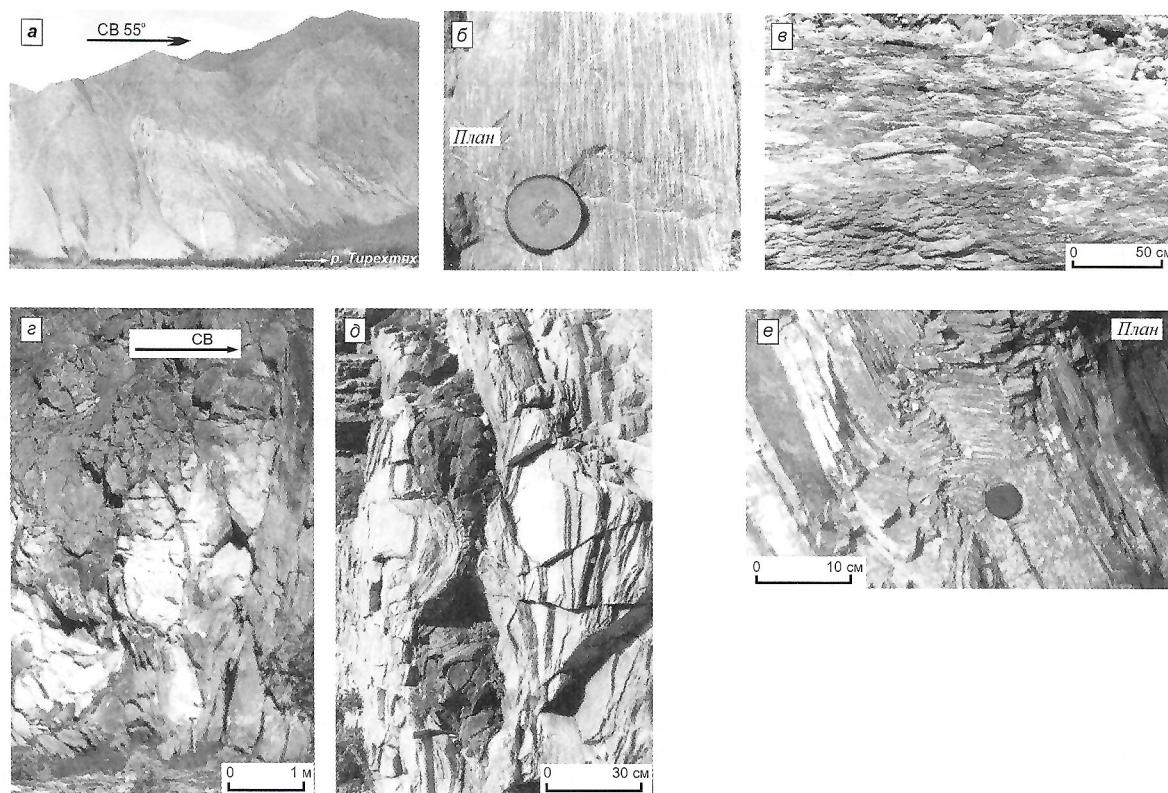


Рис. 2. Полосчатость в различных породах:

a — северное замыкание Тирехтяхской антиклинали, р.Тирехтях (Момский); *б* — метаморфическая полосчатость S_1 в раннепалеозойских метаморфических сланцах, руч.Ирюн (правый приток р.Тирехтях); *в* — деформированные гальки кварцитов, метаморфических сланцев раннепалеозойского возраста, образующих «stretch» линейность, левый борт р.Тирехтях; *г* — будины мраморов в зеленосланцево-метаморфизованных породах раннего палеозоя, р.Тирехтях; *д* — будинированные дайки габбро-диабазов в раннепалеозойских мраморах, руч.Ирюн. (правый приток р.Тирехтях); *е* — S-образная складка F_3 в метаморфических сланцах раннего палеозоя, руч.Ирюн

занные с ними структурные формы. Ориентировка векторов сжатия для данного этапа незначительно отличалась от таковой деформационных векторов первого этапа. Наконец, заключительные дислокации были связаны со взбросо-левосдвиговыми перемещениями по разлому Дарпир. Эти нарушения накладывались на уже сформированную складчато-надвиговую структуру, что, по-видимому, объясняет гигантскую вертикальную амплитуду разломов, по которым приведены в контакт кембрийские и позднемезозойские образования. Возраст дислокаций постмеловой, т.к. в деформациях участвуют позднемеловые граниты Гарбыньинского массива. По разлому Дарпир проявлялись и более поздние кайнозойские дислокации, имевшие также преимущественно сдвиговую кинематику.

В южной части рассматриваемого участка, в бассейне р.Гарбынь к разлому Дарпир примыкает синклинальная складка, по размерам и морфологии сопоставимая с Тирехтяхской антиклиналью (см. рис. 1). Ось складки расположена также под острым углом к взбросо-сдвигу. В мульде складки выделяется фрагмент пластины ультрамафит-мафитов Гарбыньинского комплекса [9]. Пластина также обрешена взбросо-сдвигом, входящим в систему разлома Дарпир. Полосчатость и сланцеватость в ультрамафит-мафитах изгибается в крупную S-образную складку F_3 .

Аналогичная последовательность формирования структур характерна, по-видимому, и для других частей Омудевского блока. Так, в его юго-западной части закартирован пакет тектонических пластин мощностью первые сотни метров каждая, которые расчленены наложенными сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми нарушениями [3].

Данная работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №00-05-65105, 01-05-65485; РФФИ-Арктика №№ 00-05-96227, 00-05-96212, 00-05-96231; гранта №340

VI конкурса экспертизы научных проектов молодых ученых РАН и проекта «Университеты России—фундаментальные исследования».

Благодарим за полезные советы при проведении работ и подготовке статьи Л.М.Парфенову, а также В.А.Яркову за изготовление фотографий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
2. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:100 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-54-55, Хонуу. (Е.П.Сурмилова и др.) — Л.: Недра, 1986.
3. Геологическая карта верховьев р.Момы, Зырянки, Рассохи, Омудевки, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Отв. ред. В.М.Мерзляков. — Магадан: СВПО, 1989.
4. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. — М.: Наука, 1979.
5. Константиновский А.А. Древние глыбы в отложениях хребта Черского (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1975. № 6. С. 61—67.
6. Константиновский А.А. К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений хр.Черского // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 8. С. 95—105.
7. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР). — М.: Наука, 1971.
8. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). — М.: ГЕОС, 2000.
9. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
10. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
11. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин и др. — М.: Наука, 1985.
12. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омудевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан, 1988. С. 5—27.

О модулярной организации фавозитид

Т.С.АЛЬХОВИК, В.В.БАРАНОВ

Во внешнем облике растений и колониальных кишечно-полостных, несмотря на огромную систематическую дистанцию (они относятся к разным царствам), обнаруживается много общих черт. В свете современной теории это объясняется тем, что как те, так и другие представляют собой модулярные организмы, стратегия развития, роста и движения которых кардинально отличаются от таковой унитарных организмов, к которым относится большинство животных [2, 5]. К настоящему времени наиболее полно изучена модулярная организация растений [3], современных колониальных гидроидных [5] и некоторых колониальных кораллов [4]. Сведения о модулярной организации представителей отряда Favositida — ископаемых табулятоморфных колониальных кораллов содержатся во многих работах, но наиболее подробно она рассмотрена Б.В.Преображенским [6]. Опираясь на системный подход [7] и исходя из предположения о мономорфности зооидов у этих организмов, он выделил три структурных уровня усложнения их колониальных построек, отличающихся друг от друга характером элементов (=модулей) и законами их комбинирования (композиции). Системная сложность полипняков фавозитид — скелетов модульных колониальных кораллов обуславливает необходимость выявления и описания у них нескольких, в принципе многих, систем, характеризующих данные объекты в разных аспектах. Решение этой задачи достигается путем построения семейства стационарных и динамических моделей.

Цель проведенных исследований — изучение модулярной организации фавозитид (набор модулей, их строение, симметрия, законы композиции), основанное на динамических моделях представителей разных родовых таксонов, относящихся к разным семействам и подотрядам. В качестве объектов исследования нами были выбраны тонковетвистые рамозные фавозитиды, чьи ветви имеют небольшие поперечные размеры, что позволяет изучать полные поперечные срезы модулей I—IV порядков. Изученная коллекция фавозитид хранится в Геологическом музее ОИГГМ СО РАН (г.Новосибирск) под № 815.

Для построения динамических моделей нами изучались серии последовательных поперечных шлифовок, сделанных через десятые доли миллиметра и зарисованных при помощи рисовального аппарата под бинокуляром. Для наглядной иллюстрации образования и развития модулей по каждой из серий шлифовок, характеризующих одну ветвь, строились линейные диаграммы. В статье использована общепринятая терминология, используемая при описании табулятоморфных кораллов и растений [3, 6].

В динамических моделях фавозитид выделены от трех до шести взаимосвязанных и взаимосоподчиненных уровней модулярности, отличающихся друг от друга характером модулей и законами их комбинирования.

Модули I порядка — кораллиты*, которые формируются в результате роста и нарастания зооидов. Минимальный набор модулей I порядка, имеющийся во всех полипнях фавозитид, включает кораллиты зондов: 1) юных; 2) почкующихся; 3) зрелых. Как видно из названий моду-

лей, они различаются между собой, прежде всего, физиологически: образованы зооидами, находящимися на разных стадиях морфогенеза. Физиологические различия модулей, в свою очередь, обуславливают их морфологические различия, рассмотренные нами ранее [1]. Судя по морфологическим особенностям, зооиды, образовывавшие разные модули I порядка, выполняли разные функции: юные — интенсивный захват прилегающего пространства за счет быстрого роста и нарастания; почкующиеся — интенсивный захват прилегающего пространства за счет быстрого нарастания, образование вегетативным способом новых юных зооидов; зрелые — захват прилегающего пространства за счет интенсивного роста, облов прилегающего пространства, обеспечение полового размножения.

Морфофункциональные различия зооидов, обусловленные их разновозрастностью, свидетельствуют о существовании у фавозитид особого вида полиморфизма, при котором жизнедеятельность колонии осуществлялась за счет разделения функций между одновременно существовавшими разновозрастными зооидами, связанными общеколониальной распределительной системой (ценосарком).

Кроме разновозрастных модулей у представителей некоторых таксонов рамозных фавозитид имеются дополнительные модули I порядка, по-видимому, являющиеся кораллитами специализированных зооидов. Это крупные цилиндрические аксиальные кораллиты *Yacutiopora fallacis* (Yanet), *Alveolites figuratus* (Dubat.), *Fainella kokscharskajae* (Dubat.) [1], мелкие зрелые цилиндрические кораллиты *Dualipora* Termier & Termier [9], мелкие зрелые призматические кораллиты *Favosites socialis* Sok. et Tes. Зооиды, сформировавшие их, несмотря на различие в морфологии, по-видимому, выполняли одинаковые (защитные) функции.

Продолжительность и полнота морфогенеза зооидов у фавозитид полностью контролировались колонией и зависели от места и времени их образования в колонии [1]. По месту заложения в колонии кораллиты могут быть разделены на аксиальные, центральные, медиальные и периферические. В колониях рамозных фавозитид без специализированных зооидов наиболее продолжительный и полный морфогенез наблюдается у центральных зооидов, возникающих на верхушке ветви (зоны роста) у ее продольной оси: кораллиты этих зооидов достигают максимальной в пределах ветви длины и образуют максимальное в пределах ветви число дочерних кораллитов (рис. 1, кораллит а; рис. 2, в—ж, кораллит в; [1, с. 15, рис. 6, кораллит р]). Морфогенез медиальных зооидов, появляющихся на верхушке ветви, но расположенных на некотором удалении от продольной оси ветви, укорочен за счет уменьшения длительности их вегетативной стадии, вследствие чего длина их кораллитов и число дочерних кораллитов меньше таковых центральных кораллитов (см. рис. 1, кораллит к). Морфогенез периферических зооидов, возникающих на периферии зоны роста (вдали от продольной оси ветви) наиболее укорочен и подавлен: их кораллиты имеют минимальную длину и образуют минимальное количество дочерних кораллитов (см. рис. 1, кораллиты а₂, а₃; рис. 2, кораллиты е₂, е₃).

Продолжительность морфогенеза специализированных аксиальных зооидов (их продольная ось совпадает с про-

*Модулярная организация ценохимии фавозитид в статье не рассматривается.

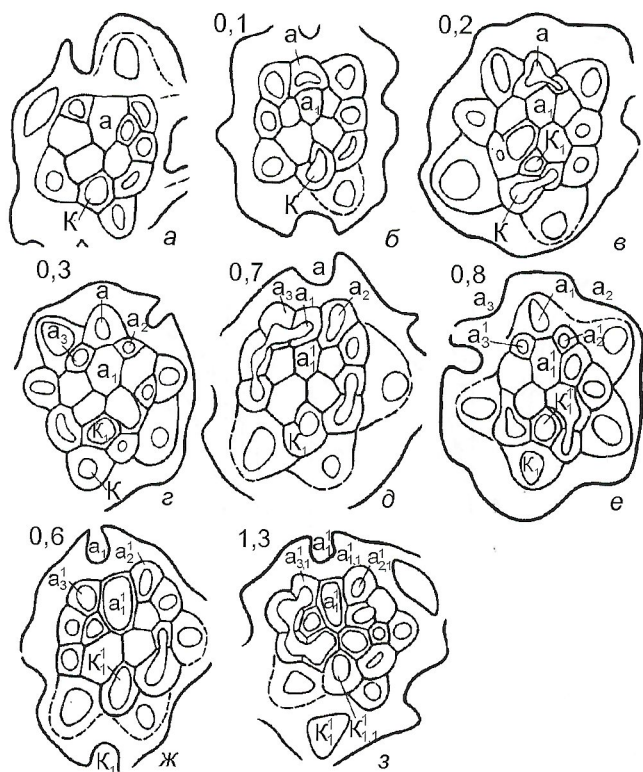


Рис. 1. *Subcladopora elegans* (Dubatolov); экз. № 815/254:

а—з — серия поперечных шлифовок, иллюстрирующая образование, рост и строение модулей I—IV порядков, $\times 10$; $a_1, a_1', a_{1,1}, a_2, a_{2,1}, a_3, a_{3,1}, k_1, k_1', k_{1,1}$ — первые по времени образования дочерние кораллиты у кораллитов а, $a_1, a_1', a_2, a_2', a_3, a_3', k, k_1, k_{1,1}$; a_2 — второй, a_3 — третий по времени образования дочерние кораллиты у кораллита а; цифры над фигурами — интервал между шлифовками, мм

дольной осью ветви) на порядок выше таковой центральных зооидов (см. рис. 2, кораллит а; рис. 3, в, кораллит а, a_1, a_2 ; г, кораллит д).

Модули II порядка у фавозитид образуются в результате ветвления модулей I порядка: достигнув вегетативной стадии морфогенеза зооиды фавозитид начинали почковаться, последовательно образуя от 1 до 12 юных зооидов, формирующих дочерние кораллиты. Модуль II порядка у фавозитид — совокупность кораллитов, состоящая из материнского кораллита и его дочерних кораллитов. Поскольку дочерние зооиды возникают в результате деятельности меристоподобных зон или зоны одного материнского зооида и физиологически связаны с ним гораздо более тесно, чем с другими зооидами колонии (их появление невозможно без существования материнского зооида, а морфогенез зависит от его физиологического состояния в момент образования дочернего зооида), модули II порядка фавозитид могут быть названы побегами.

Конструктивно побег фавозитид состоит из оси (материнский кораллит) и одного или нескольких ее боковых ответвлений (дочерние кораллиты). В последнем случае дочерние кораллиты закладываются акропетально (см. рис. 1, кораллиты a_1 — a_3 ; рис. 2, кораллиты v_1 — v_3). Ось и боковые ответвления в побегах фавозитид имеют массивную периоидную упаковку — на всем протяжении плотно срастаются друг с другом (см. рис. 1, кораллиты а, a_1 — a_3 ; рис. 2, кораллиты в, v_1 — v_3).

В подавляющем большинстве случаев побеги рамозных фавозитид элементарные (образуются в результате одного цикла почкования), укороченные (их узлы — места ответвления дочерних кораллитов, тесно сближены), воздымающиеся анизотропными (вначале растут и нарастают орто-

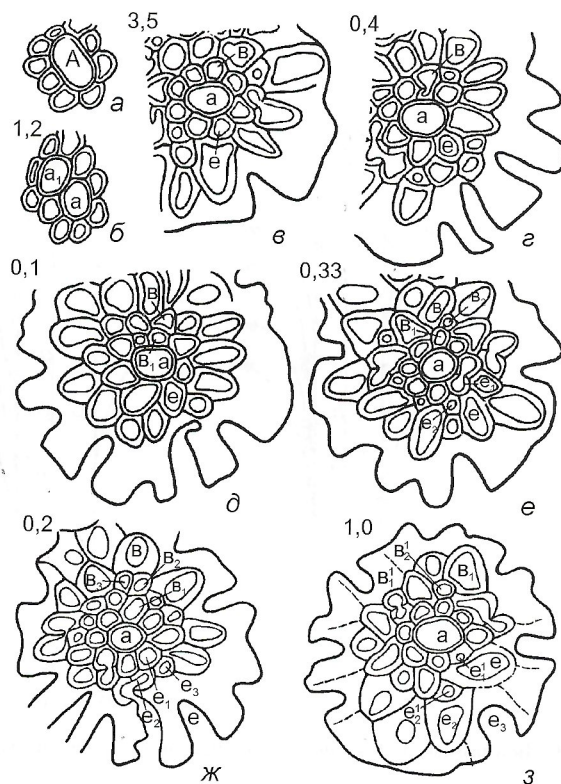


Рис. 2. *Fainella kokscharskajae* (Dubat.); экз. № 815/884:

а, б — шлифовки, показывающие образование аксиального побега; в—з — серия поперечных шлифовок, иллюстрирующая образование, рост, строение модулей I—IV порядков, $\times 10$; а, a_1 — аксиальные кораллиты, возникшие в результате продольного деления аксиального кораллита А; $v_1, v_1', e_1, e_1', e_2$ — первые по времени образования дочерние кораллиты у кораллитов в, v_1, e, e_1, e_2 ; v_2, v_2', e_2 — вторые по времени образования дочерние кораллиты у кораллитов в, v_1, e ; v_3, e_3 — третьи по времени образования кораллиты у кораллитов в, е; остальные обозн. см. рис. 1, [1, с. 15, 17]

тропно, параллельно продольной оси ветви, затем под углом к горизонту и продольной оси ветви (см. рис. 1, побеги а, к; рис. 3, а, побеги а, к; б, побеги б, р; в, побеги в, е).

Набор модулей II порядка у фавозитид включает побеги: центральные; медиальные; периферические, различающиеся местом заложения в полиппяке, и соответственно, длительностью роста, нарастания и степенью разветвленности (числом дочерних кораллитов). Центральные побеги закладываются вблизи продольной оси ветви, образуются в результате ветвления центральных кораллитов, длительность их роста, нарастания и степень разветвленности в пределах ветви максимальные (см. рис. 1, побег а; рис. 2, побег в; рис. 3, а, побеги а—в, г, е, ж; б, побег р; в, побеги в, е; г, побег ж; [1, с. 15, рис. 6, побег р; с. 17, рис. 8, побег ж]). Медиальные побеги закладываются на некотором удалении от продольной оси ветви, формируются за счет ветвления медиальных кораллитов. Длительность их роста, нарастания и степень разветвленности меньше таковых центральных побегов (см. рис. 1, побег к; рис. 3, а, побег к; б, побег б; г, побег б; [1, с. 15, рис. 6, побег б; с. 15, рис. 8, побег б]). Периферические побеги закладываются вдали от продольной оси ветви (на периферии верхушки), образуются за счет ветвления периферических кораллитов. Длительность их роста, нарастания и степень разветвленности в пределах ветви минимальные (см. рис. 1, побеги a_2, a_3 ; рис. 2, побег e_2).

Необходимо отметить, что у представителей некоторых таксонов медиальные, периферические или те и другие побеги отсутствуют. Так, у *Fainella kokscharskajae* (Dubat.) нет медиальных побегов (см. рис. 2), что обусловлено бо-



Набор модулей III порядка у рамозных фавозитид включает: центральные СП; медиальные СП; периферические СП, образованные, соответственно, центральными, медиальными и периферическими побегам. У некоторых представителей фавозитид медиальные, периферические или те и другие СП отсутствуют, что объясняется отсутствием соответствующих побегов или неразветвленностью периферических побегов. Центральные СП, расположенные у продольной оси ветви, имеют максимальную в пределах ветви длину и содержат максимальное число модулей I порядка; периферические СП, расположенные вдали от продольной оси ветви, характеризуются альтернативными признаками, у медиальных СП данные признаки имеют промежуточные значения.

По характеру нарастания СП фавозитид делятся на базисимподиальные (в состав симподиальной оси СП входит 1/5—1/3 длины оси каждого побега) и мезосимподиальные (в состав симподиальной оси СП входит 1/2 длины оси каждого побега) [3]. Тот или иной характер нарастания у фавозитид имеет генетическую природу и обусловлен той или иной степенью возрастной дифференциации кораллитов по поперечнику [1]: у Favositidae степень возрастной дифференциации 5—15, обычно 8—15, нарастание мезосимподиальное; Alveolitina и Pachyporidae степень возрастной дифференциации 2—4, нарастание базисимподиальное.

Симметрия всех СП фавозитид поступательная. Она зависит от идентичности или подобия слагающих ее побегов и в последнем случае является симметрией подобия. Кроме того, симметрия СП коррелирует с симметрией слагающих ее побегов и соответственно является билатеральной или винтовой (левой или правой). Число СП в полипниках рамозных фавозитид колеблется от нескольких десятков до первых сотен.

В качестве законов композиции модулей III порядка у рамозных фавозитид выступают: массивная периодная упаковка побегов и поступательная трансляция их вдоль симподиальной ортотропной прямолинейной оси.

Модули IV порядка у фавозитид образуются за счет срастания модулей III порядка. Они являются системами СП и называются ветвями. В ветвях СП расположены параллельно друг другу и продольной оси ветви. В пределах полипника все модули этого уровня качественно идентичны и различаются только числом модулей III порядка: максимальное число СП наблюдается в толстых ветвях, минимальное — в тонких.

Симметрия ветвей поступательная, винтовая, что обусловлено винтовым расположением оснований СП в проксимальной части ветви. Порядок винтовой оси определяется числом центральных СП и обычно соответствует числам ряда Фибоначчи: 2, 3, 5, 8. Число ветвей в полипниках рамозных фавозитид не превышает нескольких десятков.

Законы композиции ветвей: периодная упаковка СП, параллельное расположение СП относительно продольной оси ветви и друг друга, винтовая трансляция СП в основании ветви.

Пятый и шестой уровни модулярности рамозных фавозитид в статье не рассматриваются. Следует лишь отметить, что модули V порядка (вилки) образуются в результате ветвления верхушек ветвей, а VI (ячей) — в результате срастания вилок.

Таксономическое значение признаков модулей разных порядков и законов их композиции у фавозитид существенно варьирует. Виды *Favosites socialis* Sok. et Tes. и *F. paradoxus* (Yanet), практически неразличимые на I, III и IV уровнях модулярности, отличаются друг от друга строением и симметрией периферических модулей II порядка; виды родов *Pachypora* Lindstrom, *Cladopora* Hall отчетливо различаются числом центральных модулей III порядка и порядком винтовой симметрии модулей IV порядка. Характер нарастания модулей III порядка (базисимподиальное, мезосимподиальное) — признак подотрядного (*Alveolitina*) или семейственного (*Favositidae*, *Pachyporidae*) ранга, тогда как монохазальность СП — отрядного. Морфогенетический полиморфизм модулей I порядка — отрядный признак *Favositida*, а наличие или отсутствие специализированных зооидов — признак видового ранга у *Favosites socialis* Sok. et Tes. и *F. virgatus* (Yanet), *Yacutiopora gratia* (Rukh.) и *Y. fallacis* (Yanet) и родового ранга у *Fainella* Alkhovik и *Dualipora* Termier & Termier.

Из сказанного сделаем следующие выводы.

1. Построение динамических моделей рамозных фавозитид показало, что эти организмы представляли собой сложные многоуровневые модулярные системы. Проведенные исследования позволили выявить у ра-

мозных фавозитид шесть взаимосвязанных, взаимообусловленных и взаимосоподчиненных уровней модулярности. Второй и третий уровни модулярности обнаружены впервые, в стационарных моделях их присутствие затушевывается массивной периодной упаковкой модулей II и IV порядков.

2. Каждый уровень модулярности характеризуется своим набором модулей (уровни I—IV) или представлен качественно идентичными модулями (IV—VI). Модули II, III уровней формируются за счет ветвления модулей ближайшего более низкого уровня, модули IV и VI порядков — за счет срастания модулей III и V порядков.

3. Продолжительность и полнота морфогенеза модулей I—III порядков у фавозитид контролировались колонией: зависели от места и времени их образования в колонии. Наиболее длительный и полный морфогенез наблюдается у центральных модулей: они имеют максимальные размеры, содержат максимальное число модулей низшего порядка, обычно характеризуются наиболее низкой для данного уровня модулярности симметрией. Наиболее урезан и подавлен морфогенез периферических модулей, признаки их альтернативны признакам центральных модулей.

4. Модули всех уровней у фавозитид имели динамическую поступательную симметрию или поступательную симметрию подобия. Наиболее высокая симметрия (билатеральная) встречается у некоторых модулей II и III порядков, для модулей IV, V порядков характерна только винтовая симметрия.

5. При переходе на более высокий уровень модулярности общее число модулей скачкообразно сокращается.

6. Общий закон композиции модулей II—IV порядков — массивная периодная упаковка модулей ближайшего низшего уровня. Остальные законы композиции действуют только в пределах одного уровня модулярности.

7. Морфофункциональные различия разновозрастных кораллитов (модулей I порядка) свидетельствуют о существовании у фавозитид морфогенетического полиморфизма зооидов, ранее неизвестного у табулятоморфных кораллов.

8. Признаки модулей I—IV порядков у фавозитид имеют таксономическое значение, что обуславливает необходимость их учета при построении системы данного отряда.

9. Таксономическое значение различных модулей I—IV порядков у фавозитид неодинаково: варьирует от видового до отрядного.

10. Введение в описания фавозитид результатов анализа их модулярной организации позволит формализовать и существенно уточнить диагнозы таксонов разного ранга.

11. Результаты работы могут быть использованы при изучении модулярной организации других отрядов табулятоморфных кораллов, колониальных шестилучевых кораллов и мшанок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альховик Т.С., Ивановский А.Б. Кораллы и биостратиграфия нижнего девона северо-восточной Якутии. — М.: Наука, 1988.
2. Бигон М., Харпер Дж., Таусенд К. Экология. Особи, популяции и сообщества. — М.: Мир, 1989. Т. 1.
3. Васильев А.Е., Воронин Н.С., Еленевский А.Г., Серебрякова Т.И. Ботаника. Анатомия и морфология растений. — М.: Просвещение, 1988.
4. Марфенин Н.Н. Морфология колонии и распределительная система у двух видов герматипных кораллов рода *Асгорога* // Зоологический журнал. 1983. Т. 62. Вып. 1. С. 5—13.
5. Марфенин Н.Н. Феномен колониальности. — М.: Изд-во МГУ, 1993.
6. Преображенский Б.В. Морфология и палеоэкология табулятоморфных кораллов. — М.: Наука, 1982.
7. Урманцев Ю.А. Симметрия природы и природа симметрии. — М.: Мысль, 1974.
8. Шафрановский И.И. Симметрия в природе. — Л.: Недра, 1985.
9. Tourneur F. The Bainbridgia — Dualipora association (Chnidaria, Tabulata): palaeogeographical and palaeoecological implication // Hydrobiologia. 1991. Vol. 216/217. P. 419—425.

Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья

Р.В.КУТЫГИН, И.В.БУДНИКОВ, А.С.БЯКОВ, А.Г.КЛЕЦ

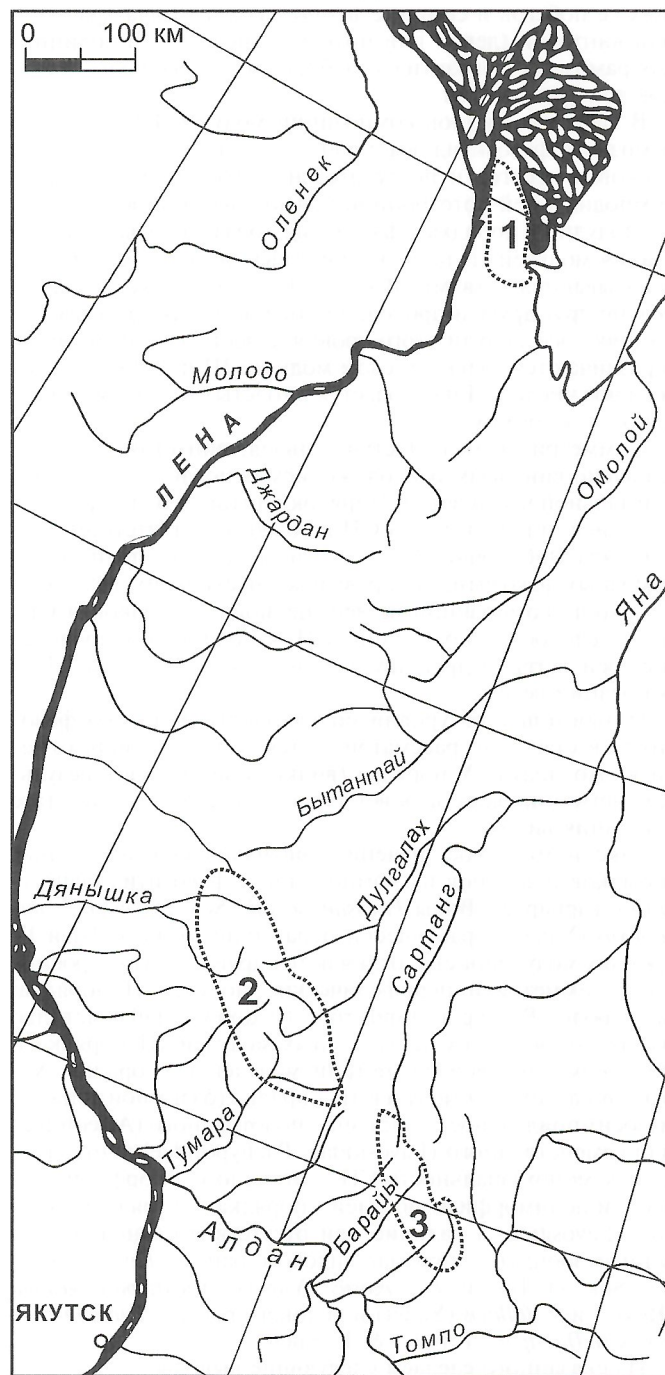
Существует распространенное мнение, что раковины аммоноидей в пермской системе Верхоянья встречаются спорадически, из-за чего их находки могут использоваться только для определения геологического возраста вмещающих отложений конкретных разрезов и проведения корреляции пермских горизонтов региона с остальными районами земного шара. Для сопоставления же местных стратиграфических подразделений исследователи привлекают брахиоподы и двустворчатые моллюски, а биостратиграфические данные по аммоноидеям нередко игнорируют. Примером последнего может служить крупная работа Б.С.Абрамова и А.Д.Григорьевой [1], в которой свиты, содержащие обилие короткоживущие виды гониатитов отнесены к различным горизонтам, а содержащие заведомо разновозрастные комплексы аммоноидей сопоставлены между собой.

В последние годы нами проводились целенаправленные поиски аммоноидей в основных разрезах перми Западного Верхоянья с целью биостратиграфического обоснования региональной схемы и разработки зональной шкалы по аммоноидеям. В результате собраны коллекции гониатитов на различных стратиграфических уровнях хорокытского, эчийского, тумаринского и деленжинского горизонтов. Повторены находки, сделанные ранее В.Н.Андриановым [3], что служит доказательством точности указанных им привязок. Полученный материал ляжет в основу разрабатываемой для перми региона зональной шкалы по аммоноидеям. Первые результаты обработки нового материала и ревизия всех известных коллекций пермских гониатитов Верхоянья позволили установить отчетливые стратиграфические интервалы, которые могут быть обозначены как слои с аммоноидеями, рассматриваемые нами в качестве вспомогательных подразделений региональной стратиграфической шкалы. Для сопоставления рассматриваемых слоев со стратиграфическими интервалами брахиопод использована зональная шкала, предложенная для перми Верхоянья А.Г.Клецом [12, 13]. По двустворчатым моллюскам принята схема, разработанная А.С.Бяковым для Колымо-Омолонской провинции [6].

В пермской системе Северо-Востока Азии В.Н.Андриановым [3] установлены пять комплексов аммоноидей: хорокытский, эчийский, тумаринский, черкамбальский и «безыманный». Их видовой состав за исключением последнего нами уточнен. Эчийский и тумаринский комплексы предлагается разделить, соответственно, на три и два самостоятельных подкомплекса. Черкамбальский комплекс рассмотрен в качестве нижнего подкомплекса деленжинского комплекса. Все выделенные подкомплексы характеризуют отдельные слои с аммоноидеями. Основные разрезы, в которых прослеживается смена биостратиграфических комплексов и наиболее четко устанавливаются слои с аммоноидеями, расположены в пределах Усть-Ленского, Орулганского, Куранахского и Бараинского районов (рисунок).

«Добулунитовые» слои. Нижняя часть хорокытского горизонта аммоноидеями почти не охарактеризована. Ранее была известна лишь одна находка агониатита из «пограничного слоя кыгылтасской и хорокытской свит» стратотипа хорокытской свиты (р.Дьеленджа, район устья руч.Хорокыт) [2, с. 61]. По мнению В.Н.Андрианова, обнаруженный экземпляр без сомнений должен быть отнесен к роду *Prouddenites*. У нас нет уверенности в отнесе-

нии этой раковины к роду *Prouddenites*, но сама находка агониатита в рассматриваемом интервале заслуживает пристального внимания. Благодаря проведенному в 2000 г. изучению стратотипа хорокытской свиты, установлено, что указанный В.Н.Андриановым «пограничный» слой в действительности должен рассматриваться в составе хорокытской свиты, поскольку в нем преобладают алевролиты с многочисленными раковинами морских беспозвоночных, нехарактерные для преимущественно



Районы с основными разрезами перми Верхоянья:

1 — Усть-Ленский; 2 — Куранахский; 3 — Бараинский

песчанистых верхов кыгылтасской свиты. Нам удалось обнаружить в нижней части свиты в брахиоподовом ракушечнике небольшую субсфероконовую раковину гониятита с отчетливой поперечной скульптурой на внутренних оборотах и фрагментами лопасти линии. Однако более точное определение раковины оказалось невозможным. В стратотипе хорокытской свиты и одноименного горизонта в «добулунитовых» слоях нами собрана коллекция брахиопод, в которой определены (здесь и далее определения брахиопод А.Г.Клеца) *Jakutoproductus parenensis* Zavod. (многочисленные), *J. crassus* Kasch., *J. verchoyanicus* Kasch., *Linoproductus* sp., *Leiorhynchoidea ripheica* (Step.), *Cancrinella* cf. *grandis* Sol., *Quinquenella pseudobrama* (Einor). По таксономическому составу комплекс брахиопод переходный между верхнекыгылтасским (зона *Jakutoproductus protoverchoyanicus*) и хорокытским (зона *Jakutoproductus verchoyanicus*) с явным тяготением к последнему. О возрасте добулунитовых слоев авторы единого мнения не достигли. Если определение *Prouddenites* верно, то вмещающие его отложения следует относить к верхам каменноугольной системы, поскольку проуддениты завершили свое существование в конце карбона [21]. По мнению А.Г.Клеца, рассматриваемые слои не самые нижние в пермской системе, к которой им отнесен также подстилающий рассматриваемые слои сетландинский горизонт [13]. Так как становление пермского сообщества амmonoидей на Северо-Востоке Азии произошло лишь в хорокытское время [16], по мнению Р.В.Кутыгина, с границей карбона—перми следует сопоставлять границу между сетландинским и хорокытским горизонтами. В пользу этого свидетельствует и то, что верхняя регрессивная часть кыгылтасской серии (сетландинский горизонт) охарактеризована богатыми флористическими комплексами, типичными для алыкаевского горизонта Кузбасса и верхнекатского подгоризонта Сибирской платформы [8, 9]. «Добулунитовые» слои предварительно рассматриваются в составе хорокытского горизонта и сопоставляются с низами пермской системы.

Слои с *Bulunites mezhvilki* охватывают среднюю и верхнюю части хорокытского горизонта. В комплексе амmonoидей преобладают представители *Bulunites mezhvilki* Andr. (*B. juferevi* Andr., *Uraloceras* aff. *fedorowi* Popow non Karpinsky), известные на северо-западе Хараулаха и в Западном Верхоянье. Наиболее обширный комплекс амmonoидей обнаружен в нижней части туорасисской свиты низовьев р.Лена, где кроме вида-индекса встречены: *Eoasianites? menneri* (Andr.), *Juresanites? maximovae* Andr., *Agathiceras uralicum* (Karp.), *A. verkhoyanicum* Andr., *Tabantalites etchensis* Andr. (таблица). По мнению М.Ф.Богословской, установленные В.Н.Андряновым в нижней части туорасисской свиты низовьев р.Лена представители нового рода *Menneroceras* (с типовым видом *M. menneri*) и вид *Juresanites maximovae* относятся к роду *Eoasianites* и близки его поздним формам. В отношении *Menneroceras* это, вероятно, справедливо. Отнесение же *Juresanites maximovae* к роду *Eoasianites* сомнительно, т.к. у первого В.Н.Андрянов [3] отмечал отчетливые лиры на внешних оборотах крупной раковины, нехарактерные для взрослых раковин эоазиянитов и являющиеся важным отличительным признаком этих родов [22]. Включение рассматриваемого вида в состав *Juresanites* также не бесспорно, поскольку его умбональная лопасть не имеет обособленного зубчика на внешней стороне, характерного для всех юрезанитов. Присутствие четкой продольной скульптуры в дополнение к «парагастриоцерасовой» форме лопастной линии наводит на мысль о возможной ассоциации этой необычной раковины с представителями семейства *Paragastrioceratidae*, а не *Metalegoceratidae*, как считал В.Н.Андрянов. Од-

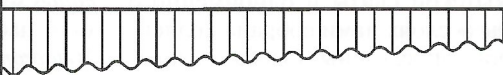
нако для столь значительного изменения систематического положения вида *J. ? maximovae* требуются дополнительные данные.

В Западном Верхоянье амmonoидеи встречены на трех основных стратиграфических уровнях: 1) средняя часть хорокытской свиты: *Bulunites mezhvilki* Andr., *B. ? sp.*, *Somoholites sebyanicus* Kut., *Neopronorites* aff. *milleri* Ruzh.; 2) верхняя часть хорокытской свиты: *Bulunites mezhvilki* Andr., *Metapronorites* sp.; 3) низы эчийской свиты (только в бассейне р.Дулгалах): *Bulunites mezhvilki* Andr., *B. sp. nov.*

В рассматриваемых слоях стратотипа хорокытской свиты собраны брахиоподы *Jakutoproductus verchoyanicus* Kasch., *J. crassus* Kasch., *Anidanthus boikowi* (Step.), *Quinquenella pseudobrama* (Einor), *Leiorhynchoidea* sp., *Rhynchopora arctica* Einor, *Spirolytha kislakowi* Klets, *Kutepia* (?) sp. В верхах стратотипа хорокытского горизонта помимо брахиопод были обнаружены двустворки (здесь и далее определение двустворок А.С.Бякова) *Polidevcia* cf. *kolyvanica* Murgom., *Nuculopsis* cf. *postolegi* Biakov, *Myophossia* cf. *subarbitrata* (Dick.) и гониятиты рода *Bulunites*. По мнению А.С.Бякова, приведенный комплекс двустворок характеризует нижнюю и среднюю части мунугуджакского горизонта Колымо-Омолонского региона (бивальвиевые зоны *Palaeoneilo parenica*—*Cypricardinia eopermica*). Комплекс брахиопод однозначно отнесен к зоне *Jakutoproductus verchoyanicus*.

Поскольку хорокытский комплекс очень специфичный для амmonoидей пермского периода и не имеет общих видовых форм с другими регионами, в т.ч. и Уралом, при современном уровне изученности нельзя категорично определить, содержит ли он элементы только ассельского возраста или нет. Предполагая, что именно с хорокытским этапом было связано становление пермского сообщества амmonoидей региона, и учитывая, что в перекрывающих хорокытский горизонт отложениях содержатся амmonoидеи, относимые к верхнесакмарскому подъярису и артинскому ярусу, возраст комплекса амmonoидей из слоев с *Bulunites mezhvilki* принимается ассельско-раннесакмарским.

Слои с *Uraloceras subsimense* отнесены к нижней части эчийского горизонта. Раковины вида-индекса впервые были описаны Ю.Н.Поповым [19] как *Uraloceras simense* Ruzh. Рассмотренные Ю.Н.Поповым, а позже под этим же видовым названием В.Н.Андряновым [3] экземпляры не могут относиться к виду *U. simense*, поскольку отличаются отсутствием четких ребрышек и присутствием округлых бугров на внутренних оборотах, а также более узкими ветвями вентральной лопасти, что потребовало выделения особого, хоть и близкого к *U. simense* вида. Представители *U. subsimense* Kut. (здесь и далее определение амmonoидей Р.В.Кутыгина) обнаружены в верхоянской свите Хараулаха и нижней части эндыбало-эчийской свиты Западного Верхоянья. За пределами региона очень близкие рассматриваемому виду формы встречены в мунугуджакской свите Омолонского массива (бассейн р.Мунугуджак, руч. Рулон; сборы В.Г.Ганелина, обр. 11-3/ВГ-77). Наиболее представительный комплекс амmonoидей характерен для Куранахского района, где в нижней части эндыбало-эчийской свиты, кроме вида-индекса, обнаружены: *Uraloceras kitense* Popow, *U. sp.*, *Paragastrioceras* sp., *Neoshumardites hyperboreus* Ruzh., *Andrianovia bogoslovskiyi* (Andr.), *Metalegoceras crenatum* N., F. et G., *Metapronorites* sp., *Neopronorites* sp. В средней части свиты известен *Agathiceras verkhoyanicum* Andr. В остальных районах Верхоянья определение рассматриваемых слоев остается проблематичным. Из перечисленных видов за пределами Верхоянья известны *Andrianovia bogoslovskiyi* и *Metalegoceras crenatum*. Первый встречен совместно с представителем рода *Tabantalites* в середине «нижней пачки» перми о.Котельный [14], а второй — в

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Полоризонт	Слой с аммоноидеями	Усть-Ленский район	Куранахский район	Бараинский район		
Система Я А К С И М И Р П Е И Н И Ж И А С С Е Л Ь С К И Й	И	Татарский	Хальпирский		"После-свердрупитовые" слои	?		Хальпирская свита		
			Дулахахский	Верхний			Амканджинская свита			
		Казанский	Деленжинский	Верхний			Sverdrupites baraiensis	Чинкская свита	Маганская свита	Молская свита
				Нижний					Сереличанская свита	Ненюгинская свита
		Уфимский	Тумаринский	Верхний	Sverdrupites harkeri	Чинкская свита	Черкамбальская свита		Верхнемугочанская подсвита	
				нижний	Sverdrupites harkeri		внизу: <i>Sverdrupites harkeri</i> (Ruzh.), <i>Anuites kosynskyi</i> Andr.		Вверху: <i>Sverdrupites baraiensis</i> Kut., <i>S. amundseni</i> Nass., <i>Pseudosverdrupites</i> cf. <i>budnikovi</i> Kut.; внизу: <i>Sverdrupites harkeri</i> (Ruzh.), <i>Pseudosverdrupites budnikovi</i> Kut., <i>Daubichites goochi</i> (Teich.), <i>Popanoceras subtumarense</i> Andr.	
		Кунгурский	Тумаринский	верхний	Нижне-мугочанские слои		Соубольская свита	Кадачанская свита	Нижнемугочанская подсвита	
				нижний	<i>Epijuresanites musalitini</i>			Такамкытская свита	Себеинекчанская свита	
		И	Тумаринский	Тумаринский	Тумароцерас якуторум	Верхне-сахайнская подсвита	Тумароцерас якуторум Ruzh.	Орольская свита	Талчанская свита	
										Тумароцерас якуторум
		Р	Эчийский	Эчийский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита	Хабахская свита	
										Туорасисская свита
		П	Ж	Артинский	Эчийский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита	
										Туорасисская свита
		Е	И	Сакмарский	Хорокытский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита	
										Туорасисская свита
И	Н	Артинский	Эчийский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита			
								Туорасисская свита	Хабахская свита	Хабахская свита
Н	Ж	Артинский	Эчийский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита			
								Туорасисская свита	Хабахская свита	Хабахская свита
А	С	Сакмарский	Хорокытский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита			
								Туорасисская свита	Хабахская свита	Хабахская свита
С	И	Сакмарский	Хорокытский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита			
								Туорасисская свита	Хабахская свита	Хабахская свита
К	М	Сакмарский	Хорокытский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита			
								Туорасисская свита	Хабахская свита	Хабахская свита
А	С	Сакмарский	Хорокытский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита			
								Туорасисская свита	Хабахская свита	Хабахская свита
Я	А	Сакмарский	Хорокытский	Хабахские слои	Нижне-сахайнская подсвита	Туорасисская свита	Хабахская свита			
								Туорасисская свита	Хабахская свита	Хабахская свита

нижней перми территории Юкон северо-запада Канады и южной части о.Элсмир Канадского Арктического архипелага [26]. На о.Элсмир раковины *M. crenatum* обнаружены совместно с относительно богатым комплексом гониатитов, в т.ч. *Andrianovia* sp. nov. (*Neoshumardites* cf. *sakmarae* N., F. et G. non Ruzh.). По мнению западных исследователей, этот комплекс имеет позднесакмарский (стерлитамакский)—раннеартинский (актастинский) возраст. Очень близкие североамериканскому виду андриановии с узкими ветвями вентральной лопасти встречаются в мунугуджакском горизонте Омолонского массива (бассейн р.Мунугуджак).

О позднесакмарском возрасте слоев с *Uraloceras subsimense* мы можем судить по находке в них раковин рода *Andrianovia* (*Preshumardites* Ruzh., 1951 non Plummer et Scott), многочисленного в стерлитамакском и редкого в тастубском горизонтах Южного Урала. Косвенно отнесение к сакмарскому ярусу рассматриваемых слоев подтверждается тем, что наиболее близкий по уровню развития формы раковины и лопастью линии к виду-индексу *U. simense* Ruzh., известный только в сакмарском ярусе Урала. С другой стороны, нельзя не отметить присутствие в комплексе аммоноидей рода *Neoshumardites*, типовой вид которого известен лишь в нижнеартинском (актастинском) подъярусе Урала. Однако вопросы о системе и стратиграфическом положении северо-восточных неошумардитов остаются до сих пор дискуссионными. Исходя из вышеизложенного, слои с *Uraloceras subsimense* сопоставляются с верхнесакмарским подъярусом.

Слои с *Eotumaroceras endybalense* представляют собой среднюю часть эчийского горизонта или верхнюю часть эндыбалло-эчийской свиты. Наиболее четко выделяются в Аркачан-Эчийском междуречье (Куранахский район), где в верхней части эндыбалло-эчийской свиты встречены *Eotumaroceras endybalense* Andr., *Paragastrioceras? tuberculatum* (Popow), *P. sp.*, *Uraloceras kitense* Popow. Комплекс аммоноидей слоев с *Eotumaroceras endybalense* имеет очень незначительное географическое распространение, ограниченное верховьями рек Дулгалах и Дянышка. Тем не менее, с периодом формирования рассматриваемых слоев связан переломный этап развития аммоноидей не только Верхоянья, но и всего Северо-Востока России. Именно в это время в семействе *Paragastrioceratidae* возник вид *Eotumaroceras endybalense* Andr., положивший начало самому крупному в пермском сообществе Северо-Востока Азии эволюционному стволу *Eotumaroceras*→*Tumaroceras*→*Epijuresanites*→*Sverdrupites*. В стратотипической местности эндыбалло-эчийской свиты в слоях с *Eotumaroceras endybalense* по руч.Челгэ, откуда происходит голотип вида-индекса, Р.В.Кутыгиным собраны раковины двустворчатых моллюсков *Wilkingia? sp.*, *Vorkutopecten? cf. subclathratus* (Keys.), *Streblopteria? sp. indet.* и брахиопод *Waagenoconcha wimani* Fred. Комплекс двустворок, по заключению А.С.Бякова, характерен для мунугуджакского—низов джигдалинского горизонтов. Брахиоподы известны в интервале от нижнеэчийского до нижнетумаринского подгоризонтов. В этом же разрезе, но ниже уровня появления *Eotumaroceras endybalense* Andr. обнаружены раковины двустворчатых моллюсков *Polidevcia* cf. *undosa* (Murom.), *Aphanaia* cf. *borlichii* (Astaf.), *A. cf. lima* (Lutk. et Lob.), *Parallelodon* sp.indet., *Palaeoneilo? sp. indet.*, *Aviculopecten* cf. *mutabilis* Lich., *Vorkutopecten? cf. subclathratus* (Keys.) и брахиопод *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.). По мнению А.С.Бякова, двустворки характерны для нижней части джигдалинского горизонта Омолонского массива (зона *Aphanaia lima*). По мнению А.Г.Клеца, вид *Yakovlevia mammatiformis* имеет широкий возрастной диапазон и характерен для джигдалинского горизонта Омолонского массива (верхне-

артинский подъярус, кунгурский ярус, нижеуфимский подъярус), талатинской свиты Пай-Хоя (кунгурский ярус), владивостокского горизонта Приморья (уфимский ярус). Слои с *Eotumaroceras endybalense* предположительно отнесены к нижнему артину.

Слои с *Eotumaroceras subyakutorum* относятся к средней («дохабахской») части верхнеэчийского подгоризонта. С формированием этих слоев связано наиболее широкое развитие эчийских аммоноидей. Самый представительный комплекс известен в мысовской свите Куранахского района: *Eotumaroceras subyakutorum* Andr., *Paragastrioceras kirghizorum* (Voin.), *P. ellipsoidale* (Fred.), *P.? tuberculatum* (Popow), *P. sp.*, *Uraloceras popowi* Andr., *U. evencorum* Andr., *U. sp.*, *Neouddenites andrianovi* Ruzh. Вероятно, в этих же слоях эчийской серии в бассейне р.Барайы обнаружены аммоноидеи *Uraloceras* sp. и *Neouddenites andrianovi* Ruzh. В Хараулах в верхоянской свите собраны *Paragastrioceras verneuili* Ruzh., *P. aff. kirghizorum* (Voinova), *P. kharaulakhense* Popow [19]. В эчийской и низах халджинской свитах Орулгана встречены *Paragastrioceras? tuberculatum* (Popow), *P. sp.*, *Uraloceras* sp., *Neopronorites* aff. *skvorzovi* (Tschern.), *N. sp.* [2]. Из ингычанской свиты бассейна р.Нют Ю.Н.Поповым определен *Paragastrioceras jossae* (Vern.) [23]. В качестве основных отличительных особенностей комплекса можно отметить преобладание в нем разнообразных представителей *Paragastrioceras* и появление первых неоудденитов. Большинство из перечисленных видов рода *Paragastrioceras* характерны как для сакмарского, так и артинского ярусов Урала. Однако массовое распространение *Paragastrioceras kirghizorum* и *P. ellipsoidale* приходится на верхнеартинские (байгенжинские) слои. Представители *U. popowi*, кроме Верхоянья, известны в артинском ярусе Печерского бассейна [5]. Агониатит *Neopronorites skvorzovi* (Tschern.), близкие формы которого встречены в Верхоянье, характеризует артинский ярус. Слои с *Eotumaroceras subyakutorum* отнесены к верхнеартинскому подъярусу.

Хабахские слои. В верхах эчийского горизонта не известно ни одной достоверной находки аммоноидей. Экземпляры, указанные В.Н.Андриановым из верхней части хабахской свиты [2, с. 54—55], в действительности происходят из низов тумаринской свиты. С большой долей условности верхняя (регрессивная) часть эчийского горизонта сопоставляется с верхами артинского яруса.

Слои с *Tumaroceras yakutorum* охватывают нижнетумаринский подгоризонт и характеризуются орольским подкомплексом тумаринского комплекса аммоноидей [17]. Наиболее охарактеризованы разрезы орольской свиты верховьев рек Тумары и Дулгалах. Первые представители аммоноидей появляются в основании орольской свиты и представлены *Paratumaroceras? sp. nov.* и *Paragastrioceras* sp. Выше по разрезу встречен более богатый комплекс: *Tumaroceras yakutorum* Ruzh., *T. volkodavi* Andr., *Paratumaroceras ruzhencevi* Kut., *Popanoceras tumarense* Ruzh., *Neouddenites andrianovi* Ruzh. Среди перечисленных видов наиболее широко распространен *T. yakutorum*, известный в верхней части сахалинской свиты низовьев р.Лена [3] и в тельгинской свите бассейна р.Юдома [20]. За пределами Верхоянья вид-индекс и сопутствующие ему виды гониатитов неизвестны. Агониатиты *N. andrianovi*, кроме Верхоянья, встречены на Омолонском массиве и, вероятно, северо-восточном обрамлении Охотского массива (А.С.Бяков, И.Л.Ведерников, 1990). Однако этот вид не может рассматриваться в качестве коррелятива слоев с *Tumaroceras yakutorum*, поскольку имеет больший стратиграфический интервал распространения. В стратотипе орольской свиты (бассейн р.Дулгалах, р.Орол), а также в левом борту р.Дулгалах выше устья р.Хабах совместно с многочисленными *Tumaroceras yakutorum* Ruzh. обнаружены *Polidevcia undosa*

(Murom.), *Aphanaia* cf. *ganelini* Biakov, *A.* cf. *andrianovi* (Murom. et Kusn.), *Aviculopecten kolymaensis* Maslen. На Омолонском массиве они известны из низов лены *Megousia kuliki*—*Aphanaia andrianovi* джигдалинского горизонта. Комплекс аммоноидей, характеризующий рассматриваемые слои, имеет кунгурский возраст [3].

Слои с *Epijuresanites musalini* представляют собой среднюю часть тумаринского горизонта и характеризуются такамытским подкомплексом тумаринского комплекса аммоноидей, включающего в Верхоянье *Epijuresanites musalini* Porow и *Tumaroceras kashirzevi* Andr. В виде единичных находок комплекс известен в такамытской свите Кура-нахского района (верховья рек Тумары и Дулгалаха) и в средней части соубольской свиты низовьев р.Лена. Раковина *Tumaroceras kashirzevi* Andr. нами обнаружена в средней части сибенекчанской свиты правого притока р.Нади (бассейн р.Барайы). Представители *Epijuresanites musalini* определены из догниканской свиты зоны сочленения Южного Верхоянья и Охотского массива [20] и нижней пачки озернинской толщи Приколымского поднятия [3]. Более многочисленны находки такамытских аммоноидей происходят из среднеджигдалинской подсвиты Омолонского массива. В одном слое с *Tumaroceras kashirzevi* Andr. в правом притоке р.Нади нами собраны многочисленные раковины двустворок *Polidracia* cf. *undosa* (Murom.), *Aviculopecten* cf. *kolymaensis* Maslen., *Undopecten* cf. *keyserlingi* (Stuck.), *Pyramus*? ex gr. *symmetricus* (Lutk. et Lob.), *Cypriocardinia*? sp. indet. Этот комплекс характерен для зоны *Megousia kuliki*—*Aphanaia andrianovi* джигдалинского горизонта. Слои с *Epijuresanites musalini* сопоставляются с верхней частью зоны *Megousia kuliki* верхнетумаринского подгоризонта Верхоянья [12]. Вслед за В.Н.Андриановым [3] рассматриваемый комплекс аммоноидей и вмещающие их отложения мы относим к кунгурскому ярусу.

Нижнемугочанские слои. В нижнемугочанской подсвите Бараинского района и одновозрастных отложениях других частей Верхоянья аммоноидеи не известны. Принимая во внимание возраст подстилающих и перекрывающих отложений, рассматриваемые слои отнесены к уфимскому ярусу.

Слои со *Sverdrupites harkeri* охватывают нижнюю часть нижеделенжинского подгоризонта и характеризуются черкамбальским подкомплексом деленжинского комплекса аммоноидей [18]. Аммоноидеи наиболее многочисленны в бассейне р.Барайы, где из нижеделенжинской подсвиты (средней части мугочанской свиты) собраны *Daubichites goochi* (Teich.), *Sverdrupites harkeri* Ruzh., *Pseudosverdrupites budnikovi* Kut. и *Popanoceras subtumarens* Andr. Более редки аммоноидеи в черкамбальской свите верховьев рек Дулгалаха и Тумара, откуда происходят лишь три раковины, определенные как *S. harkeri* Ruzh., *S.* cf. *harkeri* Ruzh. и *Anuities kosynskii* Andr. В чинской свите низовьев р.Лена обнаружена единственная раковина гониатита, предварительно определенная В.Н.Андриановым как «*Spirolegeroceras* sp.». В те годы род *Sverdrupites* еще не был выделен, а все его представители в Верхоянье исследователями относились к роду *Spirolegeroceras*, как, вероятно, и нижеделенжинский экземпляр. По данным А.Ю.Егорова, В.С.Андреева [10] и материалам Р.В.Соломиной, в «толще 4», или «хараулахской» свите Восточного Хараулаха обнаружены две раковины *Daubichites* sp. Нередки находки *S. harkeri* и *S.* sp. в поздней перми Южного Верхоянья и северо-восточного обрамления Охотского массива [3]. Аммоноидеи деленжинского комплекса имеют широкое географическое распространение. Вид-индекс известен в верхах джигдалинской свиты [15] и, возможно, омолонской свите Омолонского массива [3], средней части кочергинской свиты Новой Земли [4], формации Ассистенс Свердру-

пского бассейна Канадского Арктического архипелага [25]. Раковины *Daubichites goochi* (Teich.) характерны для поздней перми Западной Австралии [24]. В верховье р.Барайы в средней части мугочанской свиты совместно со *Sverdrupites harkeri* (Ruzh.) собран обширный комплекс брахиопод [11], характеризующий зону *Mongoliosia russiensis*.

Рассматриваемые слои ранее сопоставлялись с нижней частью уфимского яруса [3, 17]. Однако в связи с недавней сенсационной находкой раковин *Sverdrupites* ex gr. *harkeri* (Ruzh.) и *Popanoceras* ex gr. *subtumarens* Andr. в непрерывном разрезе казанского яруса бассейна р.Немда Волго-Уральского региона [11, 18] возникла необходимость пересмотра возраста деленжинского горизонта. С учетом новых данных, слои со *Sverdrupites harkeri* следует рассматривать в составе казанского яруса.

Слои со *Sverdrupites baraiensis* охватывают верхнюю часть нижеделенжинского подгоризонта и характеризуются бараинским подкомплексом деленжинского комплекса аммоноидей [17]. Этот подкомплекс значительно беднее черкамбальского. Достоверные находки *Sverdrupites baraiensis* Kut. известны из верхней части мугочанской свиты бассейна р.Барайы. Необходимо отметить, что в нашей статье [12] уровень находки *Sverdrupites baraiensis* был указан не верно: в действительности он происходит из слоя 58 по разбивке А.Г.Клеца [12, рис. 3], что соответствует слою 56 разбивки И.В.Будникова, послойно описавшего этот разрез в 1982 г. В этом же разрезе из рассматриваемых слоев известны единичные мелкие *Pseudosverdrupites* cf. *budnikovi* Kut. С видом-индексом слоев может ассоциироваться раковина, описанная Ю.Н.Поповым как *Spirolegeroceras* aff. *harkeri* Ruzh. [19, рис. 23, табл. XVII, фиг. 3] из белгинской свиты северо-восточного обрамления Охотского массива (р.Хурэн) (А.С.Бяков, И.Л.Ведерников, 1990), отсюда же нами определен *Pseudosverdrupites* aff. *budnikovi* Kut., обнаруженный в 1985 г. А.С.Бяковым. В 2001 г. в верхней части мугочанской свиты нами была встречена крупная раковина *Sverdrupites amundseni* Nass. Представители этого вида известны в формации Ассистенс Свердрупского бассейна Канадского Арктического архипелага [25], основании геркинской свиты Новой Земли [4] и нижней части омолонского горизонта Колымо-Омолонской провинции [4, 7]. Слои со *Sverdrupites baraiensis* сопоставляются с нижней частью брахиоподовой зоны *Olgerdia zavodowskyi* [12] или слоями с *Terrakea korodonensis* и относятся к казанскому ярусу.

«Послесвердрупитовые» слои. Выше нижеделенжинского подгоризонта в разрезах Верхоянья аммоноидеи не обнаружены. Лишь в аллювии в поле распространения пограничных отложений чамбинской и имтачанской свит бассейна р.Восточная Хандыга найден обломок раковины вордско-кептэнского гониатита *Mexicosceras* (*Paramexicosceras*) [19]. Верхоянская раковина этого преимущественно тетического рода — самая молодая из всех известных в перми Северо-Востока России гониатитов, но ее стратиграфическое положение так и не выяснено.

Благодарим М.Ф.Богословскую и Т.Б.Леонову за ценные предложения к разрабатываемой по аммоноидеям биостратиграфической схеме перми Верхоянья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 00-05-96235 р98арктика, № 02-05-64404) и VI конкурса-экспертизы научных проектов молодых ученых РАН (грант № 340).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. — М.: Наука, 1988.
2. Андрианов В.Н. Новые данные о возрасте солончанской и кыгылтасской свит (карбон) Западного Верхоянья // Современные проблемы геологии Якутии. Якутск, 1981. С. 57—65.
3. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985.

4. Богословская М.Ф., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Пермские аммоноидеи Новой Земли // Палеонтологический журнал. 1982. № 4. С. 58—67.
5. Богословская М.Ф., Школин А.А. Аммоноидеи // Биота Востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. М., 1998. С. 147—155, 245—252.
6. Бяков А.С. Зональное расчленение пермских отложений Северо-Востока Азии по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 35—54.
7. Ганелин В.Г., Бяков А.С., Каравая Н.И. Биостратиграфия пермских отложений Омогонского массива // Опорный разрез перми Омогонского массива: Тр. МСК СССР. Л., 1990. Т. 21. С. 102—117.
8. Данилов В.И., Будников И.В. Палеоботаническое обоснование корреляции верхнепалеозойских отложений Вилуйской синеклизы и Западного Верхоянья // Верхний палеозой и триас Сибири. Новосибирск, 1989. С. 20—31.
9. Дуранте М.В. Положение основных геохронологических рубежей во флороносных отложениях верхнего палеозоя Кузбасса (состояние проблемы) // Кузбасс — ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангарида. Новосибирск, 1996. Т. 1. С. 23—35.
10. Егоров А.Ю., Андреев В.С. Строение пермских отложений Северного Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. №3. С. 72—81.
11. Есаулова Н.К., Буров Б.В., Шиловский О.П. Верхнепермские стратотипы Волго-Уральского бассейна и возможности их корреляции // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии: Тез. докл. XLVIII сессии Палеонтол. общ-ва. С.-Пб., 2002. С. 49—50.
12. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 41—57.
13. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Событийные уровни в среднем карбоне—ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 45—57.
14. Константинов А.Г. Первые находки пермских аммоноидей на острове Котельный // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 1. С. 22—27.
15. Котляр Г.В., Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Дмитриев В.Ю. Ярусы пермских отложений Тетической области и их глобальная корреляция // Советская геология. 1987. № 7. С. 53—62.
16. Кутыгин Р.В. Хронология пермских аммоноидей Северо-Восточных морей // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутии). Т. 1: Региональная геология. Якутск, 1997. С. 57—61.
17. Кутыгин Р.В. Гониатиты пограничных отложений нижней и верхней перми Северо-Востока России. Автореф. дисс. на соиск. кандидата геол.-минер. наук. Якутск, 1999.
18. Леонова Т.Б. Казанские аммоноидеи Волго-Уральского региона // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии: Тез. докл. IV Всерос. конференции. М., 2002. С. 55.
19. Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья: Тр. НИИГА. Л., 1970. Т. 154. С. 113—140.
20. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, часть II (средний и верхний палеозой), 1979 г. Новосибирск, 1982.
21. Руженцев В.Е. Систематика и эволюция семейств Pronotitidae Frech и Medlicottidae Karpinsky // Тр. ПИН АН СССР. 1949. Т. 19.
22. Руженцев В.Е. Биостратиграфия сакмарского яруса в Актюбинской области Казахской ССР // Тр. ПИН АН СССР. 1952. Т. 42.
23. Умитаев Р.Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр. 1963. Вып. 2. С. 5—15.
24. Glenister B. F., Furnish W.M. The Permian ammonoids of Australia // J. Paleontol. 1961. Vol. 35. № 4. P. 673—736.
25. Nassichuk W.W. Permian ammonoids from Devon and Melville Islands, Canadian Arctic Archipelago // J. Paleontol. 1970. Vol. 44. № 1. P. 77—97.
26. Nassichuk W.W., Furnish W.M., Glenister B.F. The Permian ammonoids of Arctic Canada // Geol. Surv. Can. 1965.

УДК 551.761:571.51

© С.П.Ермакова, 2002

Уточнение схемы детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса

С.П.ЕРМАКОВА

Биостратиграфическая схема нижнего триаса Северо-Востока Азии в настоящее время наиболее детальная не только для Бореальной палеобиогеографической области, но и для других регионов мира. В ней принято ярусное деление, предложенное Л.Д.Кипарисовой и Ю.Н.Поповым [5], а зонирование ярусов базируется на конкретных филогенетических линиях эндемичных бореальных таксонов. В последнее десятилетие получены новые данные, позволяющие уточнить опубликованную ранее схему детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса [1].

Индский ярус. На востоке Бореальной области индский ярус имеет двучленное деление, заложенное еще в первой детальной схеме Ю.Н.Попова [6]. В зональной схеме А.С.Дагиса и С.П.Ермаковой [1] между нижним и верхним индом отмечался палеонтологический хиатус в одну зону. В недавней обобщающей работе В.А.Захарова и других [4] этот хиатус был совершенно необоснованно интерпретирован как перерыв в осадконакоплении. Однако в этом интервале не только присутствуют отложения, но и найдены аммоноидеи рода *Eovavilovites*, являющегося переходным между раннеиндским *Wordieoceras* и позднеиндским *Vavilovites*. На западе области подъярусам индского яруса соответствуют два яруса канадского стандарта — грисбахский и динерский [7].

В нижнем подъярусе индского яруса выделены пять зон: *Otoceras concavum*, *Otoceras boreale*, *Tompophiceras pascoei*, *Tompophiceras morphaeos* и *Wordieoceras decipiens*, в верхнем четыре зоны: *Eovavilovites delinensis*, *Vavilovites*

sverdrupi, *Vavilovites turgidus* с подзонами *Vavilovites subtriangularis*, *Vavilovites umbonatus* и зона *Kingites? korostelevi* (таблица). Ниже приведено описание нового подразделения.

Зона *Eovavilovites delinensis*.

Вид-индекс. *Eovavilovites delinensis* [2]. Бассейн рек Томпо, Делинья. Вид относится к филогенетической линии *Wordieoceras*—*Eovavilovites*—*Vavilovites*.

Стратотип. Восточное Верхоянье, бассейн рек Томпо, Делинья, разрез по руч. Березовой (нижняя часть слоя 2) [3].

Номенклатура. Зона выделяется впервые.

Палеонтологическая и стратиграфическая характеристики. Нижняя граница зоны проводится по первому появлению рода *Eovavilovites*. Кроме вида-индекса в нижней части зоны известны *Wordieoceras tompoense*, а в верхней части зоны совместно с видом-индексом найдены неопределимые, относительно крупные эволютные цератитиды.

Распространение. Восточное Верхоянье.

Оленекский ярус. На востоке Бореальной области оленекский ярус имеет двучленное деление. В западной части подъярусам оленекского яруса соответствуют два яруса канадского стандарта — смитский и спатский [7].

В нижнем подъярусе выделены три зоны: *Hedenstroemia hedenstroemi*, *Lepiskites kolymentensis* и *Anawasatchites tardus*, в верхнем десять зон: *Bajarunia eiekitensis*, *Boreoceras planorbis*, *Boreoceras apostolicum*, *Epiboreoceras lenaense*, *Praesibirites tuberculatus*, *Praesibirites egorovi*, *Parasibirites kolymentensis*, *Parasibirites mixtus*, *Parasibirites efimovae*, *Olenikites*

Биостратиграфическая схема нижнего триаса

Ярус	Подъярус	Зона	Палеонтологическая характеристика
Оленёк-ский	Верхний	Olenikites spiniplicatus	<i>Olenikites spiniplicatus</i> (Mojs.), <i>Timoceras glaciale</i> (Mojs.), <i>Arctomeekoceras rotundatum</i> (Mojs.), <i>Boreomeekoceras keyserlingi</i> (Mojs.), <i>Pseudosvalbardiceras sibiricum</i> (Mojs.), <i>P. asiaticum</i> (Zakh.), <i>Keyserlingites subrobustus</i> (Mojs.), <i>Olenekoceras middendorffi</i> (Keys.), <i>O. nikitini</i> (Mojs.), <i>O. schrenki</i> (Mojs.), <i>Subolenekites altus</i> (Mojs.), <i>Sibirites eichwaldi</i> (Keys.), <i>Nordophiceras karpinskii</i> (Mojs.), <i>N. popovi</i> (Zakh.), <i>N. schmidtii</i> (Mojs.), <i>Prospiringites czekanowskii</i> Mojs.
		Parasibirites efimovae	<i>Parasibirites efimovae</i> Bytsch., <i>Sibirites pretiosus</i> Mojs., <i>Boreomeekoceras keyserlingi</i> (Mojs.), <i>Olenekoceras middendorffi</i> (Keys.), <i>O. levigatum</i> Dagys et Erm., <i>Nordophiceras kazakovi</i> Dagys et Erm., <i>N. menense</i> Popov, <i>Subolenekites altus</i> (Mojs.), <i>S. pilaticus</i> (Tozer), <i>Koninckitoides? taimyrensis</i> Dagys et Erm.
		Parasibirites mixtus	<i>Parasibirites mixtus</i> Popov, <i>P. grambergi</i> (Popov), <i>P. subpretiosus</i> (Popov), <i>Sibirites elegans</i> Dagys et Erm., <i>Nordophiceras menense</i> Popov, <i>N. kazakovi</i> Dagys et Erm., <i>Subolenekites altus</i> (Mojs.), <i>S. pilaticus</i> (Tozer), <i>S.? shevyrevi</i> Dagys et Erm., <i>Byrrangoceras taimyrense</i> Dagys, <i>Koninckitoides? taimyrensis</i> Dagys et Erm.
		Parasibirites kolymensis	<i>Parasibirites kolymensis</i> Bytsch., <i>Nordophiceras menense</i> Popov, <i>N. kazakovi</i> Dagys et Erm., <i>Subolenekites altus</i> (Mojs.), <i>S. pilaticus</i> (Tozer), <i>S.? shevyrevi</i> Dagys et Erm., <i>Koninckitoides? taimyrensis</i> Dagys et Erm.
		Praesibirites egorovi	<i>Praesibirites egorovi</i> Dagys et Erm., <i>Nordophiceras</i> aff. <i>contrarium</i> (Popov)
		Praesibirites tuberculatus	<i>Praesibirites tuberculatus</i> (Dagys et Konst.), <i>Nordophiceras contrarium</i> (Popov), <i>Koninckitoides posterius</i> (Popov)
		Epiboreoceras lenaense	<i>Epiboreoceras lenaense</i> (Dagys et Konst.), <i>E. mirabile</i> Dagys et Erm., <i>Nordophiceras contrarium</i> (Popov), <i>Koninckitoides posterius</i> (Popov)
		Boreoceras apostolicum	<i>Boreoceras apostolicum</i> (Smith), <i>B. demokidovi</i> (Popov), <i>Bajarunia euomphala</i> (Mojs.), <i>B. alexeevae</i> (Popov), <i>Koninckitoides posterius</i> (Popov)
		Boreoceras planorbis	<i>Boreoceras planorbis</i> Dagys et Erm., <i>Bajarunia alexandri</i> Dagys, <i>B.? taimyrensis</i> Dagys
		Bajarunia Eiekitensis	<i>Bajarunia eiekitensis</i> (Popov)
	Нижний	Anawasatchites tardus	<i>Anawasatchites tardus</i> (McLearn), <i>Xenoceltites subevolatus</i> Spath, <i>X. matheri</i> Mathews, <i>Anasibirites ochoticus</i> Bytsch.
		Lepiskites kolymensis	<i>Lepiskites kolymensis</i> (Popov), <i>L. tzaregradskii</i> Popov, <i>Clypeoceratoides gantmani</i> (Popov), <i>C. kulensis</i> (Bytsch.), <i>Kelteroceras bellulum</i> Erm., <i>K. nuorum</i> Erm., <i>K. molense</i> (Erm.), <i>Sakhaites vronskiy</i> (Popov), <i>S. subleptodiscus</i> (Popov), <i>Melagathiceras globosum</i> (Popov), <i>Juvenites? tenuicostatus</i> Dagys et Erm., <i>Meekoceras gracilitatis</i> White, <i>Arctoceras blomstrandii</i> Lind., <i>Wyomingites angustatus</i> Vozin, <i>Hedenstroemia</i> sp.
		Hedenstroemia hedenstroemi	<i>Hedenstroemia hedenstroemi</i> (Keys.), <i>H. tscherskii</i> (Popov), <i>Anaxenaspis olenekensis</i> Dagys et Erm., <i>Euflemingites</i> aff. <i>romunderi</i> Tozer
Индский	Верхний	Kingites? korostelevi	<i>Kingites? korostelevi</i> Zakh., <i>Sakhaitoides allaraensis</i> (Dagys et Erm.), <i>S.verkhoyanicus</i> (Popov), <i>Episageceras antiquum</i> (Popov)
		Vavilovites turgidus	Vavilovites umbonatus
			Vavilovites subtriangularis
		Vavilovites sverdrupi	<i>Vavilovites sverdrupi</i> (Tozer)
		Eovavilovites delinensis	<i>Eovavilovites delinensis</i> Erm., <i>Wordieoceras tompoense</i> Dagys et Erm.
	Нижний	Wordieoceras decipiens	<i>Wordieoceras decipiens</i> (Spath), <i>W. tompoense</i> Dagys et Erm.
		Tompophiceras morphaeos	<i>Tompophiceras morphaeos</i> (Popov), <i>Hypophiceras gerbaense</i> (Popov), <i>Ophiceras transitorium</i> Spath, <i>Metophiceras subdemissum</i> Spath, <i>Aldanoceras tenue</i> Dagys et Erm.
		Tompophiceras pascoei	<i>Tompophiceras pascoei</i> (Spath), <i>Hypophiceras gracile</i> (Spath)
		Otoceras boreale	<i>Otoceras boreale</i> Spath, <i>Aldanoceras</i> sp.
		Otoceras concavum	<i>Otoceras concavum</i> Tozer

spiniplicatus (см. таблицу). Подзоны опубликованной ранее схемы, переведены в ранг зон [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-64404).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дагис А.С., Ермакова С.П. Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 26—36.
2. Ермакова С.П. Новый раннетриасовый род *Eovavilovites* (*Ammonoidea*, *Ceratitida*) и его систематическое положение // Палеонтологический журнал. 2001. № 3. С. 38—40.
3. Ермакова С.П., Кутыгин Р.В. О нижней границе индского яруса в Восточном Верхоянье // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 5. С. 671—678.
4. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927—956.
5. Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 4. С. 842—845.
6. Попов Ю.Н. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика триаса Северо-Востока СССР // Тр. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 191—195.
7. Tozer E.T. A standard for Triassic time // Bull. Geol. Surv. Canada. 1967. № 156.

УДК 551.72(571)

© Коллектив авторов, 2002

Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии

В.Г.КНЯЗЕВ, В.С.ГРИНЕНКО, В.П.ДЕВЯТОВ, Б.Н.ШУРЫГИН, С.В.МЕЛЕДИНА, Б.Л.НИКИТЕНКО, О.С.ДЗЮБА

Предлагаемый проект стратиграфической схемы юрских отложений Восточной Якутии обобщает результаты 20-летних работ большого коллектива стратиграфов различных ведомств и основан на анализе обширного материала по геологии и биостратиграфии всех групп ископаемой фауны, включая микрофауну.

Анализ состояния стратиграфической изученности юрских отложений Восточной Якутии и новых материалов по био- и литостратиграфии позволил создать новую и более детальную стратиграфическую основу для расчленения и корреляции юры на базе параллельных зональных шкал по разным группам фауны и флоры. На этом обоснованы объемы и положение границ впервые установленных здесь горизонтов.

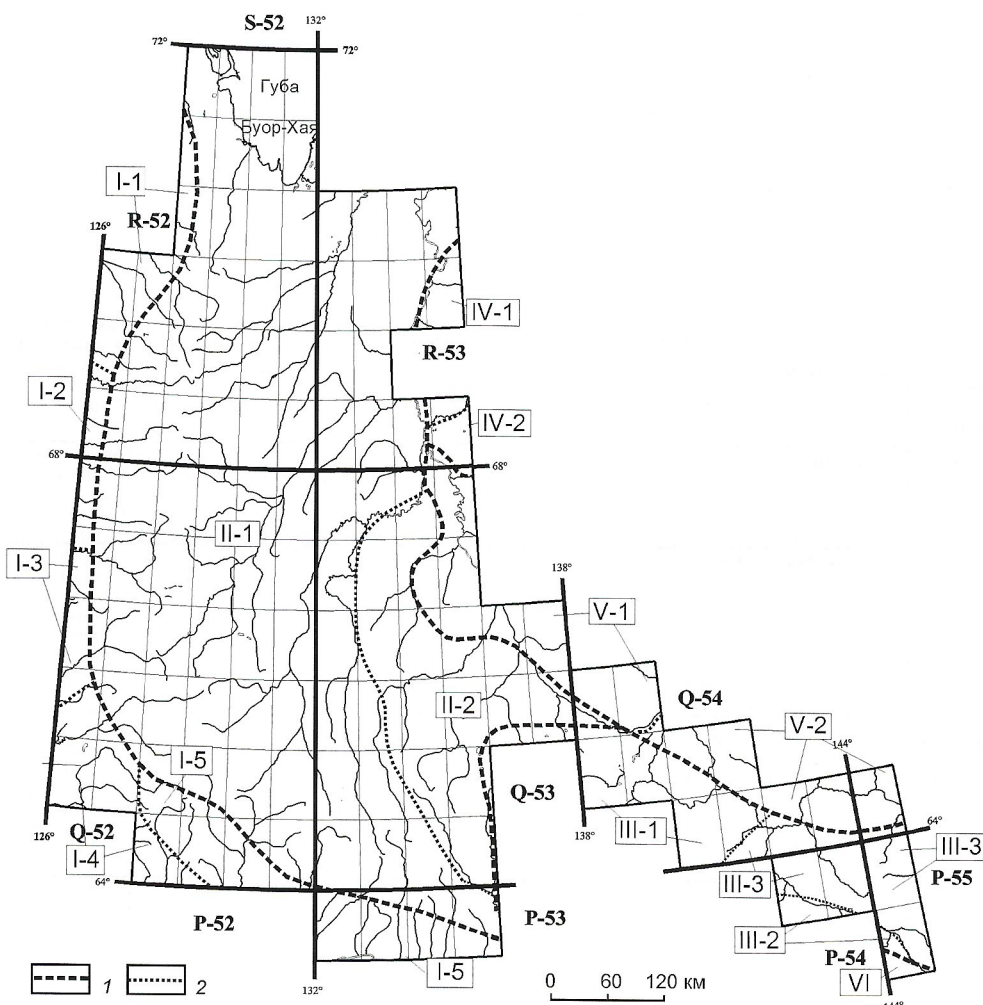
Полученные данные позволили существенно пересмотреть утвержденную стратиграфическую схему юрских отложений Восточной Якутии — составной части Северо-Востока России [2]. Рассматриваемая территория охватывает область сочленения Сибирской платформы и западной части Верхояно-Колымской складчатой области и в рамках принятого в настоящее время стратиграфического районирования отнесена к Северо-Восточному стратиграфическому региону, в составе которого авторами выделены Предверхоянский, Западно-Верхоянский, Южно-Верхоянский, Полоусненский и Иньяли-Дебинский субрегионы, состоящие из 13 районов (рисунок).

Первые три субрегиона образуют систему, характеризующуюся сходным типом геологического развития и близ-

ким типом биоты, что позволило выделить в региональной части схемы для этих субрегионов единые горизонты и комбинацию параллельных зональных шкал по разным группам макро- и микрофауны. При корреляции разрезов юрских отложений этих трех субрегионов выявлена вертикальная последовательность напластования юрских отложений, заключающаяся в адекватном чередовании преимущественно глинистых и песчано-алеври-

Схема стратиграфического районирования юрских отложений Восточной Якутии:

Предверхоянский стратиграфический субрегион, районы: I-1 — Тикян-Экитский, I-2 — Менгкеринский, I-3 — Бегиджанский, I-4 — Китчанский, I-5 — Байбыканский; Западно-Верхоянский стратиграфический субрегион, районы: II-1 — Бытантай-Дулгалахский, II-2 — Борулах-Санюряхский; Южно-Верхоянский стратиграфический субрегион, районы: III-1 — Томпонский, III-2 — Кобюминский, III-3 — Тарынский; Полоусненский стратиграфический субрегион, районы: IV-1 — Абырабыт-Чондонский, IV-2 — Ольджо-Верхнеселенныйский; Иньяли-Дебинский стратиграфический субрегион, районы: V-1 — Адыча-Дыалындинский, V-2 — Нерский; границы: 1 — субрегионов, 2 — районов



1. Корреляция местных стратиграфических подразделений нижней и средней юры Предверхоанского стратиграфического субрегиона

Тикян-Экитский район	Менгкеринский район	Бегиджанский район	Китчанский район	Байбыканский район	
Точинская свита (нижняя часть)	Джаскойская свита (нижняя часть). Песчаники светло-серые, каолинизированные мелко- и среднезернистые с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов и линзами углей. 150-250 м		Нижневилюйская свита (нижняя часть)		
Чекуровская свита. Алевролиты, песчаники с пачками аргиллитов, с антраконитом. <i>Arctioceras</i> spp., <i>Paracerphalites</i> ? <i>belli</i> , <i>Retroceramus vagi</i> , <i>Ranabarenensis</i> . 170-200 м			Иванчанская свита. Песчаники серые мелкозернистые, редкие прослои алевролитов светло-серых. <i>Arctotis</i> aff. <i>lenaensis</i> , <i>Retroceramus kystatymensis</i> . 90-95 м		Наледная свита*. Песчаники светло-серые, редко алевролиты бурые. Прослои, линзы конгломератов, галька, обломки древесины. <i>Retroceramus</i> exgr. <i>lucifer</i> , <i>R. clinatus</i> , <i>Arctotis sublaevis</i> , <i>Homo-myia obscondita</i> , <i>Pleuro-myia uniformis</i> . 220-250 м
Келимарская свита. Аргиллиты в основании битуминозные (хуругская пачка) с редкими прослоями алевролитовых пород, с <i>Harpax</i> spp., <i>Dactyloceras</i> spp., <i>Catocloce-ras</i> sp., <i>Pseudoloceras compactile</i> , <i>P. beyrichi</i> , <i>Arctioceras</i> spp., <i>Cranocephalites</i> spp., <i>Boreiocephalites</i> spp., <i>Retroceramus retrocus</i> , <i>R. tonguensis</i> , <i>R. clinatus</i> , <i>R. lucifer</i> , <i>R. elegans</i> , <i>R. jurensis</i> , <i>Dactyomya inflata</i> , <i>Tancredia bicarinata</i> , <i>Meleagrinnella faminaestriata</i> , <i>Dactyomya gigantea</i> , <i>Oxytoma jacksoni</i> , <i>Pseudomytiloides marchensis</i> , <i>Propetamussium olenekense</i> , <i>McLearnia kelimayensis</i> , <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>Amnobauculites lobus</i> и др., П-6-10а. 400-450 м	Хоронгская свита. Песчаники светло-серые мелкозернистые с малоомощными прослоями алевролитов и аргиллитов. <i>Cranocephalites</i> sp. ind., <i>Retroceramus porrectus</i> и др. 160-200 м				
	Эселяхская свита. Аргиллиты и алевролиты темно-серые с известковистыми конкрециями, "шлейфы" галек кварца, кремней, <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>A. sublaevis</i> , <i>Boreiocephalites pseudoborealis</i> и др. 100-120 м		Нюлькючанская свита. Чередование песчаников серых мелкозернистых (20-50 м) и алевролитов (10-18 м) темно-серых глинистых, аргиллитов черных. <i>Arctotis</i> exgr. <i>sublaevis</i> , <i>A. exgr. Lenaensis</i> . 100-110 м		
	Сынчинская свита. Песчаники серые мелкозернистые, ожелезненные с гальками кварца, кремней, известковистых пелитоморфных пород. В прослоях редкие алевролиты черные. <i>Retroceramus lucifer</i> , <i>Arctotis sublaevis</i> и др. 130-140 м				
	Батарыньинская свита. Чередование песчаников серых мелко- и среднезернистых и алевролитов разнозернистых. Линзы и прослои известковистых пелитоморфных пород. <i>Arctotis lenaensis</i> , <i>Oxytoma jacksoni</i> и др. 130-150 м				
Кыринская свита. Аргиллиты, редко алевролиты с редкими прослоями песчаников, с <i>Amaltheus</i> spp., <i>Psiloceras planorbis</i> , <i>Anradulonectites incertus</i> , <i>Velata vilgaensis</i> , <i>Harpax laevigatus</i> , <i>Pseudomytiloides sinuosus</i> , <i>Trochammina lapidosa</i> , <i>T. inusitata</i> , <i>Recurvioides taimyrensis</i> и др., П-1-3. 200-250 м	Сунтарская свита. Аргиллиты черные, алевролиты серые. Линзы и прослои известняков и песчаников. (120-140 м). <i>Oxytoma</i> exgr. <i>jacksoni</i> . Бегиджанский р-н - аргиллиты и алевролиты, стяжения известняков и включения пирита, гальки кварца (90-100 м). <i>Pseudoloceras maclintocki</i> , <i>P. beyrichi</i> , <i>Arctotis</i> exgr. <i>lenaensis</i> . Китчанский р-н - аргиллиты и алевролиты черные. В подошве линзы фосфатных пород с желваками фосфоритов. (57-60 м). <i>Oxytoma</i> exgr. <i>jacksoni</i> , <i>Lenobelus</i> cf. <i>Minaevae</i> , <i>L. sibiricus</i> . ?			?	
	Намыкытская свита. Алевролиты и аргиллиты, прослои песчаников, антраконит, с гальками кварца, кремней. <i>Amaltheus</i> exgr. <i>margaritatus</i> , <i>A. cf. talrozei</i> , <i>Harpax</i> exgr. <i>laevigatus</i> . <i>H.</i> exgr. <i>terquemi</i> . 6-50 м		Байбыканская свита. Глины, алевролиты, песчаники, <i>Amaltheus</i> exgr. <i>margaritatus</i> и др. 60 м		
	Сетегейская свита. Чередование мощных пачек алевролитов и аргиллитов с редкими пачками песчаников мощностью 10-20 м. <i>Pseudomytiloides</i> sp., <i>Kolymonectes</i> sp. juv. (<i>K. mongkensis</i>), <i>Harpax</i> exgr. <i>nodosus</i> . 400-450 м		Семидыньская свита. Чередование песчаников (8-10 м) с прослоями алевролитов (6-8 м), аргиллитов (120-130 м). <i>Amaltheus</i> sp., <i>Harpax</i> sp. indet. Китчанский район - песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов (100-120 м). <i>Amaltheus</i> cf. <i>stokesi</i> , <i>Meleagrinnella tiungensis</i> , <i>Harpax spinosus</i> . Байбыканский район - чередование алевролитов (3-5 м) и песчаников (105 м). <i>Eopecten vilgaensis</i> , <i>Radulonectites</i> exgr. <i>hayamii</i> , <i>Harpax laevigatus</i>		
			Елюндженская свита. Песчаники серые мелкозернистые с включениями растительного детрита, с галькой кварца, кремней и прослоями алевролитов, аргиллитов, линз конгломератов (160-190 м). <i>Otiapiria limaeformis</i> , <i>Harpax</i> sp. (<i>H.</i> exgr. <i>nodosus</i>). Китчанский район - песчаники зеленовато-серые мелкозернистые с прослоями (3-5м) алевролитов и аргиллитов (150-160 м). <i>Harpax</i> sp., <i>Pleuromya</i> sp. Байбыканский район - чередование песчаников серых мелкозернистых, алевролитов зеленоватых разнозернистых и аргиллитов черных. Включения гальки кварца, кремней, растительного детрита и стяжений пирита. (130 м). <i>Harpax laevigatus</i> , <i>H. spinosus</i>		
Верхнекыбытгасская подсвита. Песчаники серые мелко- и разнозернистые с линзами, прослоями гравелитов, конгломератов. В прослоях алевролиты серые мелкозернистые. Мелкая вкрапленность пирита, линзы марказита. Глинистые, известковистые стяжения, фосфатосодержащие конкреции. (90-100 м). <i>Pseudomytiloides</i> exgr. <i>sinuosus</i> . В Байбыканском районе подсвита сложена чередованием карбонатизированных песчаников темно-серых разнозернистых аргиллитов черных и алевролитов темно-серых мелкозернистых. Отмечаются частые прослои и линзы конгломератов, включения сидерита. В породах шлейфы галек изверженных пород, отдельные обломки углефицированной древесины. (80-100 м). <i>Tancredia</i> sp., <i>Modiolus</i> sp., <i>Myophoria</i> sp., <i>Cardinia</i> sp. ind.					

* Здесь и далее - условно валидные подразделения

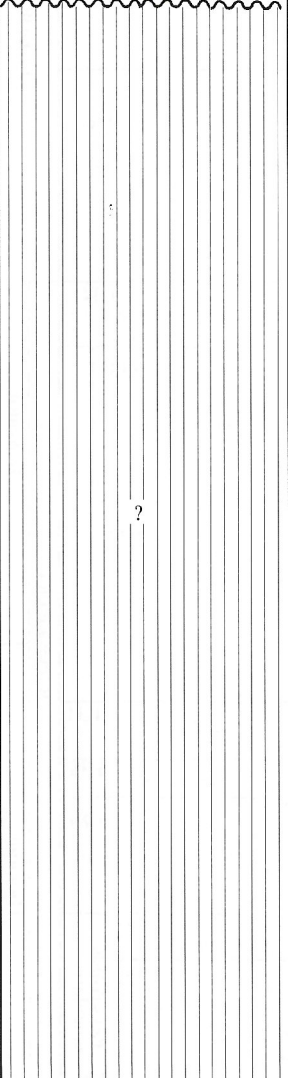
2. Корреляция местных стратиграфических подразделений нижней и средней юры Западно-Верхоянского стратиграфического субрегиона

Бытантай-Дулгалахский район	Борулах-Санюрахский район
?	?
Уялахская свита*. Мощные (30-50 м) пласты песчаников серых мелко- и грубозернистых, чаще среднезернистых с прослоями конгломератов и линзами гравелитов. В прослоях алевролиты черные (слоями 5-10 м, редко до 10-50 м) с углефицированными остатками древесины. <i>Retroceramus</i> cf. <i>kystatymensis</i>. 280-350 м (видимая)	Эмерганская свита*. Переслаивание пачек алевролитов (30-40 м) темно-серых крупно- и разнозернистых и пачек песчаников (10-30 м) светло-серых мелко- и тонкозернистых. В прослоях аргиллиты, алевроитовые песчаники. В кровле (100-110 м) алевролиты черные мелкозернистые и аргиллиты. <i>Camptonectes</i> sp. indet. 375-440 м (видимая)
Экюччюйская свита*. Алевролиты темно-серые и черные, прослой аргиллитов. В прослоях песчаники слоями 1-10 м темно-серые мелкозернистые. <i>Pseudolioceras maclintocki</i>, <i>Retroceramus</i> cf. <i>lucifer</i>, <i>R. ex gr. elegans</i>, <i>Camptonectes</i> (<i>Boreionectes</i>) ? sp. ind. 700-720 м	Эганджинская свита*. В низах (90-105 м) пачка алевролитов черных крупнозернистых с редкими маломощными прослоями алевроитово-глинистых песчаников глинистых тонкозернистых. В средней части (45-175 м) пачки переслаивания песчаников желтовато-серых мелкозернистых, алевроитово-глинистых песчаников темно-серых и алевролитов разнозернистых. <i>Retroceramus</i> cf. <i>kystatymensis</i>. 475-575 м
?	?
Среднебиляхская свита. Алевролиты темно-серые песчаные крупнозернистые, в средней и верхней части прослой песчаников серых мелкозернистых. В низах алевролиты мергелистые, с конкрециями пирита и гальками осадочных пород. Отмечаются конкреции и стяжения известковистых пород, линзы мергелей (до 1 м). <i>Rudirynchia najahensis</i>, <i>Rhynchonella variabilis</i>, <i>Chlamys</i> ex gr. <i>textoria</i>, <i>Harpax nodosus</i>, <i>Pseudomytiloides</i> ? sp. (ex gr. <i>amygdaloides</i>) 350-400 м	Кондеканская свита. Алевролиты черные мелкозернистые с редкими тонкими прослоями песчаников серых мелко- и тонкозернистых. 350-375 м
Бутугасская свита. Песчаники серые и темно-серые мелко- и среднезернистые, с прослоями конгломератов, обилием фоссилизированных стеблей, корней папоротников. Песчаники в средней части чередуются с алевролитами черными разнозернистыми. <i>Modiolus</i> sp., <i>Astarte</i> aff. <i>voltzi</i>, <i>Pseudomytiloides</i> ex gr. <i>olifex</i>. 300-350 м	Сордонгская свита. Песчаники серые и темно-серые мелкозернистые массивные с прослоями алевролитов, тонкоплитчатых песчаников серых тонкозернистых. <i>Cardinia</i> sp. 150-250 м

3. Корреляция местных стратиграфических подразделений нижней и средней юры Южно-Верхоянского стратиграфического субрегиона

Томпонский район	Кобьоминский район	Тарьинский район
? Крайнинская толща. Алевролиты темно-серые песчанистые разнозернистые с антраколитовыми конкрециями. В прослоях песчаники светло-серые мелкозернистые, редко туфо-алевролиты. <i>Arctocephalites</i> aff. <i>elegans</i>, <i>A. elegans</i>, <i>Arcticoceras kochi</i>. 400-530 м	?	Куранах-Салинская свита (нижняя часть) Верхняя подсвита. Алевролиты темно-серые разнозернистые, прослои аргиллитов черных, песчаников темно-серых мелкозернистых, известковистых алевролитов мелкозернистых. 510-550 м
Нордская толща. Чередование пластов (5-10 до 30 м) алевролитов черных, аргиллитов и пачек переслаивания алевролитов и песчаников серых мелкозернистых. Марказитовые и антраколитовые конкреции, включения галек известняков. <i>Retroceramus porrectus</i>, <i>R. exgr. Lucifer</i> 150-250 м	Ейеминская свита*. В верхах песчаники серые, темно-серые и зеленовато-серые, мелкозернистые с прослоями алевритовых песчаников. В низах (до 300 м) алевролиты, в т.ч. известковистые. <i>Retroceramus kystatymensis</i>, <i>R. Jurensis</i>, <i>R. Lucifer</i> 500-800 м	Нижняя подсвита. Алевролиты темно-серые мелкозернистые и аргиллиты черные. В низах (100-120 м) часты линзы известковых пород. <i>Retroceramus</i> exgr. <i>elegans</i>, <i>R. cf. mongkensis</i>, <i>R. lucifer</i>, <i>R. jurensis</i>, <i>Arkel-0 loceras</i> cf. <i>elegans</i>. 320-350 м
?	Кобьоминская свита. Песчаники, алевролиты, переслаивающиеся с пластами и покровами туфов, лав, лавобрекчий пикритов, пикробазальтов, щелочных нефелиноливиновых базальтов. Вулканиды в низах свиты занимают до 60% мощности. В этой части (руч. Безымянный, Р. Кобьоме) <i>Rimirhynchia maltanensis</i>, <i>Grandirhynchis</i> sp. nov. 700 м	?
Нямнинская свита*. В верхах (100-175 м) аргиллиты черные листоватые с редкими марказитовыми конкрециями и линзами (до 0,3 м) песчаников. В прослоях песчаники серые мелкозернистые и туфоалевролиты. <i>Narpar spinosus</i>, <i>H. nodosus</i>, <i>Tancredia</i> sp., <i>Lima phylatovi</i>, <i>Meleagrinnella ptche-lincevae</i>, <i>Aguilerella kedonensis</i>, <i>Myophoria lingonensis</i>. В низах (100-175 м) аргиллиты черные, алевролиты темно-серые мелкозернистые, редкие прослои песчаников серых мелкозернистых. Отмечаются крупные конкреции известковистых алевролитов, стволы (1-2 м) минерализованных обломков древесины. <i>Otapiria limaeformis</i>, <i>O. aff. omolonica</i>, <i>Scharmasseiceras</i> sp., <i>Rudirhynchia najahaensis</i>, <i>Tancredia</i> exgr. <i>Omolonensis</i>. 200-350 м	?	Хаялахская свита*. В низах (70-90 м) алевролиты темно-серые. В верхах (160-320 м) алевролиты, аргиллиты черные с линзами известковистых пород. <i>Otapiria originalis</i>, <i>Waehneroceras</i> sp. ind., <i>Schlotheimia</i> ? exgr. <i>angulata</i>, <i>Pseudomytiloloides</i> cf. <i>sinuosus</i>, <i>Ochotorhynchia</i> cf. <i>omolonensis</i>, <i>Peregrinelloidea malkovi</i>. 230-340 м

4. Корреляция местных стратиграфических подразделений нижней и средней юры Полоусненского и Иньяли-Дебинского стратиграфических субрегионов

Полоусненский стратиграфический субрегион		Иньяли-Дебинский стратиграфический субрегион		Горизонт
Абырабыт-Чондонский район	Ольжо-Верхнеселенняхский район	Адыча-Дьабындынский район	Нерский район	
Нижнекуйгинская подсвита	Нижнеабырабытская подсвита	Бонкуйская свита	Нижнекостерская подсвита	
Джанкыйская свита	Верхнеджанкыйская подсвита. Песчаники мелкозернистые, прослой алевролитов, пачки алевролитов и аргиллитов. <i>Retroceramus</i> ex gr. <i>Retrorsus</i> 630-650 м	Тобычанская свита. Песчаники массивные с прослоями алевролитов. <i>Retroceramus</i> cf. <i>bulunensis</i> , <i>R. aff. vagt.</i> , <i>Arctocepalites</i> vel <i>Arcticoceras</i> , <i>Paramegateuthis</i> ? sp. ind., <i>Retroceramus</i> cf. <i>retrorsus</i> , <i>R. cf. Borealis</i> 1120-1350 м	Верхнемередуйская подсвита. В низах (150 м) песчаники мелкозернистые. В средней и верхней частях песчаники, реже алевролиты разнозернистые, аргиллиты глинистые с брекчиями и оолитами. <i>Arctocepalites</i> sp., <i>Cranoccephalites</i> sp., <i>Umalites</i> era, <i>Retroceramus</i> ex gr. <i>retrorsus</i> , <i>R. bulunensis</i> , <i>R. vagt.</i> 700-750 м	Урочанский
	Нижнеджанкыйская подсвита. Песчаники, отдельные прослой алевролитов и аргиллитов. <i>Retroceramus</i> ex gr. <i>Lucifer</i> . 350-400 м	Немкучанская свита*. Песчаники с прослоями алевролитов, пачки их переслаивания с аргиллитами. <i>Retroceramus</i> cf. <i>borealis</i> , <i>R. ex gr. tongusensis</i> . 1450-1750 м	Среднемередуйская подсвита. Песчаники серые мелкозернистые, с пакетами тонкого переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов. <i>Retroceramus lucifer</i> , <i>R. ex gr. Porrectus</i> . 1500-1650 м Нижнемередуйская подсвита. Песчаники темно-серые мелкозернистые, алевролиты и аргиллиты. <i>Retroceramus us suriensis</i> . 450-700 м	
	Куччугуйская свита*. Песчаники, реже алевролиты и аргиллиты. <i>Belemnites</i> sp. 300-600 м	Бурганджинская свита*. Песчаники с прослоями алевролитов, пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов. <i>Erycitoides</i> ex gr. <i>howelli</i> , <i>Retroceramus</i> aff. <i>lungershauseni</i> , <i>R. cf. kolymaensis</i> , <i>R. ex gr. elegans</i> , <i>Pseudomytiloides</i> sp. 1850-2030 м	Верхнеаренская подсвита. Аргиллиты, алевролиты мелкозернистые глинистые, разнозернистые песчаные. Редко песчаники, прослой туфов. <i>Hastites</i> sp., <i>Pseudodicoelites bidgievi</i> . 350-400 м	Ячанский
	Матыйская свита. Частое переслаивание алевролитов темно-серых мелкозернистых, песчаников серых мелкозернистых и аргиллитов черных. 300-500 м	Ингачиндинская толща. Чередувание (первые десятки метров) пластов песчаников серых и темно-серых, чаще мелкозернистых и алевролитов разнозернистых. В прослоях аргиллитов черные плитчатые. В низах <i>Meleagrinnella</i> cf. <i>tiungensis</i> . В верхах <i>Halcobelus</i> sp. ind., <i>Passaloteuthis</i> sp. ind., <i>Dacryomya</i> cf. <i>acuminata</i> . 650 м (видимая) Бургаийская свита*. Алевролиты, аргиллиты, редко алевритовые песчаники серые, часто известково-глинистые конкреции шарообразной формы. <i>Waehneroceras</i> cf. <i>angustum</i> , <i>Pseudomytiloides sinuosus</i> , <i>P. raricostata</i> , <i>Otapiria originalis</i> , <i>O. pseudooriginalis</i> , <i>O. limaeformis</i> , <i>O. aff. omolonica</i> . 710 м	Нижнеаренская подсвита. Алевролиты темно-серые разнозернистые, прослой аргиллитов, алевритовых песчаников мелкозернистых. Редко - прослой туфов. <i>Passaloteuthis</i> cf. <i>tolli</i> , <i>Hastites</i> sp. 350-400 м	
			Калыкчанская свита. Алевролиты темно-серые мелкозернистые, аргиллиты тонколистватые глинистые, прослой мелкозернистых песчаников, линзы мелкогалечных конгломератов, прослой туфов. <i>Seirocrinus</i> aff. <i>subangularis</i> , <i>Otapiria originalis</i> , <i>Meleagrinnella</i> sp. ind., <i>Kolymonectes</i> sp. ind., <i>Lima</i> sp. ind. ? <i>Tancredia</i> sp. ind. 650-700 м	Стартовый Налединский Гыданский

5. Общая и региональная части стратиграфической схемы средней и верхней юры Восточной Якутии

Общая шкала			Региональные стратиграфические подразделения									
Отдел	Ярус	П.ярус	Зоны по аммонитам	Зоны и слои по аммонитам	Зоны и слои по белемнитам	Зоны и слои по двустворкам	Зоны и слои по фораминиферам		Гори-зонт			
Верхняя юра	Волжский	Верхний	Craspedites nodiger	Chetaites chetae Craspedites taimyrensis	Lagonibelus gustomesovi	Buchia unshensis B40	Ammodiscus veteranus, Evolutinella volossatovi F45		Баженовский			
			Craspedites subditus	S. originalis Cr. okensis	Cylindroteuthis jacutica	Buchia obliqua B39						
			Kachpurites fulgens	V. exoticus		Buchia taimyrensis B38						
		Средний	Paracrasp. opressus	E. varia-bilis			Ep. vogulicus L.groenlandicus	Buchia russiensis B37				
			Epivirgatites nikitini									
		Нижний	Virgatites virgatus	Taimyrosph. excentricus Dorsoplanites maximus Dorsoplanites ilovaiskii Pavlovina iatriensis		Pachyteuthis mamillaris	Buchia rugosa B36 Buchia mosquensis B35	Buchia mosquensis B34		Tr. septentrionalis F38 Tr. virgula, P. pressula F37	Dorothia tortuosa F44 Tris. taimyrensis F43 Sigm. taimyrica F42 Lenticulina djabakensis F41 Kutsevelia haplophragmoides F40 vicinalis, tortuosa F39	
			Il. pseudoscythica	Pectinatites pectinatus								
			Ilowaiskya sokolovi	Subdichotomoceras								
		Ilowaiskya klimovi	Eosphinctoceras					?				
		Киммеридж	Верхний	Aulacostephanus autissiodorensis	Oxydiscytes taimyrensis	Cylindroteuthis septentrionalis	Buchia exgr. teunistriata B33	Pseudolamarckina lopsiensis F36		Георгиевский		
				Aulacostephanus eudoxus	Aulacostephanus eudoxus	Pachyteuthis obesa						
	Aulacostephanus mutabilis			Aulacostephanus mutabilis								
	Нижний		Rasenia cymodoce	Rasenia borealis	Pachyteuthis ingens, Cylindroteuthis oweni cuspidata	Buchia concentrica B32	Haplophragmoides (?) canuiformis F35					
		Pictionia baylei	Pictionia involuta									
	Оксфорд	Верхний	Ringsteadia pseudocordata	Am. exgr.rosenkrantzi Amoeboceras regulare	?	Praebuchia kirghisensis B31	Recurvoides disputabilis F34		Верхний			
			Decipia decipiens	Amoeboceras serratum								
			Perisphinctes cautisnigrae	Amoeboceras glosense								
		Средний	Gregoriceras transversarium	Cardioceras tenuiserratum		Praebuchia orientalis Grammatodon schourovskii B30	Ammodiscus thomsi, Tolypammina svetlanae F33					
			Perisphinctes plicatus	Cardioceras densiplicatum								
		Нижний	Cardioceras cordatum	Cardioceras cordatum Cardioceras gloriosum			Trochammina oxfordiana F32					
			Vertumniceras mariae	Card. praecordatum C. obliteratum								
		Средняя юра	Верхний	Quenstedtoceras lamberti			Eboraceras subordinarium	Thracia scythica B29		Conorboides taimyrensis F31 A. igrimensis F30	Васюганский	
				Peltoceras athleta		Longaeviceras keyserlingi						
	Средний		Erymnoceras coronatum	Rondiceras milashevici		?	Lingulina deliciolae F29					
			Kosmoceras jason									
	Нижний		Sigaloceras calloviense	Cadoceras emelianzevi		Praebuchia anabarensis B27	Grammatodon leskevitschi B28	Trochammina rostovzevi F25	D.insperata F28 Kutsevelia memorabilis, Guttulina tatarensis F27 Recurvoides singularis F26			
			Macrocephalites herveyi	Cadoceras anabarensis Cadoceras falsum								
			Верхний	Clydoniceras discus	Cadoceras barnstoni							

6. Корреляция местных стратиграфических подразделений средней и верхней юры Предверхоанского и Южно-Верхоанского стратиграфического субрегионов

Предверхоанский стратиграфический субрегион					Южно-Верхоанский стратиграфический субрегион
Тикян-Экитский район	Менгкеринский район	Бегиджанский район	Китчанский район	Байбыканский район	Тарынский район
Чонокская свита. Пески желтовато-серые разномзернистые, песчаники серые мелко- и среднезернистые, прослои алевролитов крупнозернистых песчаных, аргиллитов черных. Линзы известковистых пород (80-100 м). <i>Buchia mosquensis</i>. В Менгкеринском районе - песчаники серые мелкозернистые с единичными маломощными прослоями алевролитов темно-серых разномзернистых. Повсеместно в породах включения гальки кварца, кремня, углефицированного растительного детрита, линзы и прослои конгломератов (100-120 м). <i>Arctofis</i> sp. (ex gr. <i>intermedia</i>), <i>Buchia</i> sp. (? <i>terebratuloides</i>), <i>Contopterus</i> cf. <i>gradyensis</i>. В Бегиджанском районе песчаники серые мелко- и грубозернистые, прослои алевролитов черных глинистых мелкозернистых, плитчатых аргиллитов. В породах часты щебень и валуны глинистых пород, плохо окатанная лепешковидная галька кварца (160-180 м). <i>Buchia lahusei</i>, <i>Oxytoma</i> aff. <i>interstriata</i>, <i>Cladophlebis tigiensis</i>			Бергеинская свита. Чередование мощных (50-70 м) пачек песчаных серых, грубозернистых и переслаивание (20-30 м) темно-серых песчаных мелкозернистых, алевролитов черных мелкозернистых. Прослои (1-2, до 5 м) углей и углистых аргиллитов (360-370 м). <i>Equisetites tschetschumensis</i>. В Байбыканском районе - чередование песчаных (25-35 м) серых мелко- и среднезернистых, алевролитов (10-12 м) темно-серых мелкозернистых и аргиллитов (2-5 м) черных. Частые прослои (0,2-0,5 м) углей (340-360 м). <i>Cladophlebis aldanensis</i>. В Ивановской скв. (2000-2293 м) свита представлена песчаниками мелкозернистыми и пачками чередования алевролитов и аргиллитов. К кровле глинистых пачек приурочены маломощные прослои углей (293 м)		
?			Марыкчанская свита. Алевролиты и аргиллиты черные углистые (5-10 м), чередующиеся с песчаниками серыми мелкозернистыми слоистыми. Тонкие линзы и прослои углей (80-120 м). <i>Taxogladus tschetschumensis</i>, <i>Cladophlebis aldanensis</i>. В Ивановской скв. (2293-2405 м) чередование песчаных мелкозернистых, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями углей (112 м)		Куранахсалинская свита. Песчаники туфогенные известковистые, туфопесчаники и туфоалевролиты, ксенолавы риолитов, риодолитов, покровы риолитов. В нижней части (нижняя подсвита ?) - туфопесчаники известковистые, чередующиеся с риолитами (140-250 м). <i>Meleagrinnella ovalis</i>, <i>Mactromya</i> ? cf. <i>laevigata</i>, <i>Meleagrinnella</i> ex gr. <i>echinata</i>, <i>Astarte</i> cf. <i>Minima</i>.
Сиговская свита. Песчаники, прослои алевролитов и глин. <i>Cardioceras</i> spp. 60 м			Нижневилуйская свита. Песчаники светло-серые грубозернистые с линзами углей и включениями обломков углефицированной древесины (80-120 м). <i>Raphaelia kirina</i>, <i>Cladophlebis</i> cf. <i>aldanensis</i> Vachr. В Ивановской скв. (2491-2405 м) - песчаники среднезернистые с включениями углефицированной древесины (86 м)		
?					
Точинская свита. Аргиллиты, алевролиты, прослои глин и песчаных. <i>Cadoceras</i> (<i>Catacadoceras</i>) <i>barnstoni</i>, <i>C. (Bryocadoceras)</i> <i>falsum</i>, <i>C. (Cadoceras)</i> <i>lenaense</i>. 60 м			Джаскойская свита. В низах (150-250 м) песчаники серые мелко- и среднезернистые с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов и линзами углей. В средней части (200-230 м) алевролиты и аргиллиты темно-серые и редкие прослои песчаных разномзернистых с пластиками (1-1,5 м) углей. В верхней (80-100 м) - пески желтоватые, песчаники серые мелкозернистые с редкими (1-3 м) прослоями алевролитов разномзернистых и (до 2-3 м) углей. <i>Retroceramus</i> sp., <i>Cladophlebis haiburnensis</i>. В Бегиджанском районе - песчаники светло-серые, прослои алевролитов и аргиллитов черных глинистых. Редкие прослои углей (до 2,5 м), мощные линзы (до 2 м) ожелезненных и углефицированных древесных остатков (550-580 м). <i>Retroceramus</i> sp., <i>Haplophragmoides zhiganicus</i>, <i>Cladophlebis aldanensis</i>		

500-550 м

товых толщ, практически идентичная таковой в прилегающих районах Сибирской платформы, где эта последовательность и возраст стратонамов наиболее аргументированы [1, 3, 4]. Поэтому для Восточной Якутии впервые предложены в качестве региональных подразделений горизонты, установленные в Западной Сибири и на Сибирской платформе (табл. 1–6).

Полоусненский и Иньяли-Дебинский субрегионы представлены фрагментарными разрезами и поэтому их характеристика в предлагаемой схеме не столь объективна, а в качестве региональных подразделений использованы горизонты, принятые в Решениях 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания 1978 г. Наряду с горизонтами здесь были установлены зоны и слои с аммонитами и двустворками [2].

Учитывая существенные различия истории геологического развития Восточной Якутии и остальной части Северо-Востока России в юрском периоде, представляется целесообразным составление двусторонней стратиграфической схемы юрских отложений для территории всего Северо-Востока России. В ней для Восточной Якутии должна быть использована региональная стратиграфическая

схема юрских отложений с сибирскими региональными стратонамами, разработанная на Сибирской платформе. Для остальной части Северо-Востока России следует использовать ранее установленные региональные стратонамы [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.
2. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. — Магадан, 1978.
3. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000.
4. Шурыгин Б.Н., Девятков В.П., Князев В.Г. и др. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии. Матер. по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). Якутск, 2001. № 1. С. 112–139.
5. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 29. — С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 1997.

УДК 551.78+552.14(571.56)

© Коллектив авторов, 2002

Нижний олигоцен Зырянской впадины

А.И.СЕРГЕЕНКО, О.В.ГРИНЕНКО, А.В.ПРОКОПЬЕВ, Л.И.СМЕТАННИКОВА

Зырянская впадина (ЗВ) как единый седиментационный бассейн существовала с конца мезозоя до раннего—среднего миоцена включительно [7], протягиваясь на 450 км при ширине до 100 км в междуречье Индигирки и Колымы, в их среднем течении (рис. 1).

В ЗВ вскрыт практически весь разрез кайнозоя, но в данной статье рассматривается лишь его нижнеолигоценная часть, выделенная в авлыньскую свиту. Наиболее полный ее разрез описан и изучен по керну скв. 272-02 в интервале 568–1327 м (см. рис. 1, 2).

Задача исследований — палеонтологическое, литолого-минералогическое и геохимическое изучение осадков ЗВ и их литостратиграфическое расчленение с выделением комплексов различной фациально-генетической принадлежности с целью восстановления палеогеографических обстановок различных этапов раннеолигоценного седиментогенеза и реконструкции условий осадконакопления. Палеогеографические построения проводились методами литолого-фациального анализа [8].

Авлыньская свита имеет двучленное строение и сложена следующими разностями пород (снизу вверх, см. рис. 2).

Нижнеавлыньская подсвита (песчано-алевритовая).

1. Переслаивание темно-серых алевритов с редким углефицированным растительным детритом и серых мелкозернистых песчаников с углефицированными растительными остатками. Слоистость мелковолнистая, горизонтальная и косая; 102 м.

2. Переслаивание бурых, темно-бурых, желтовато-бурых, желтовато-серых разнотернистых алевритов с прослоями бурых углей; 85 м.

3. Пески желтовато-серые мелкозернистые до алевритовых, хорошо сортированные; 20 м.

4. Переслаивание серых, темно-серых глинистых алевритов и серых вязких глин. Прослои бурых углей и углефицированного растительного детрита. Слоистость волнистая, горизонтальная и косая; 45 м.

Верхнеавлыньская подсвита (глинисто-алевритовая).

5. Глины серые алевритовые и песчаные с прослоями бурых углей; 35 м.

6. Переслаивание серых вязких глин и алевритов с прослоями бурых углей и углефицированного растительного детрита, в основании и средней части слоя — прослой се-

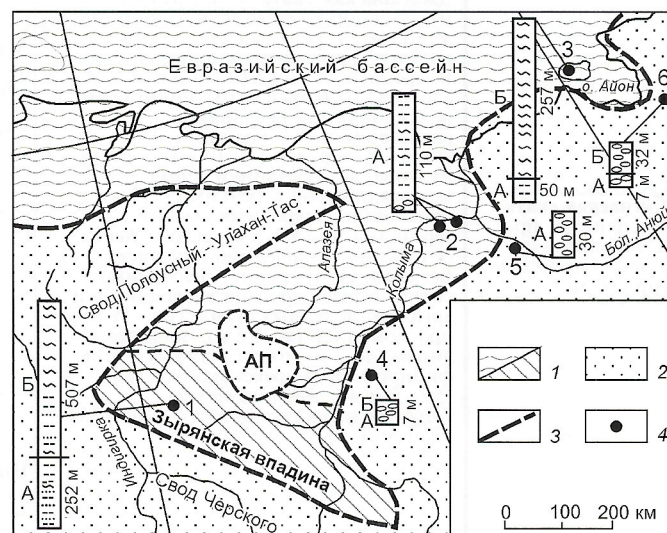


Рис. 1. Палеогеографическая схема Восточной Якутии на раннеолигоценное время:

1 — бассейны полигенетического осадконакопления; 2 — относительно приподнятые участки суши; 3 — предполагаемые границы бассейнов; 4 — местоположение разрезов нижнеолигоценных отложений (1 — р.Мятись, скв. 272-02, 2 — р.Колыма, скв. 1, 2, 3 — о.Айон, скв. 1, 4 — р.Слезовка, скв. 77, 5 — р.Баеково, скв. 32, 6 — р.Чаннайвемкай, шх. 172); АП — Алазейское поднятие; отложения раннего олигоцена: А — первой, Б — второй половины; условные обозн. литологических разностей пород см. рис. 2

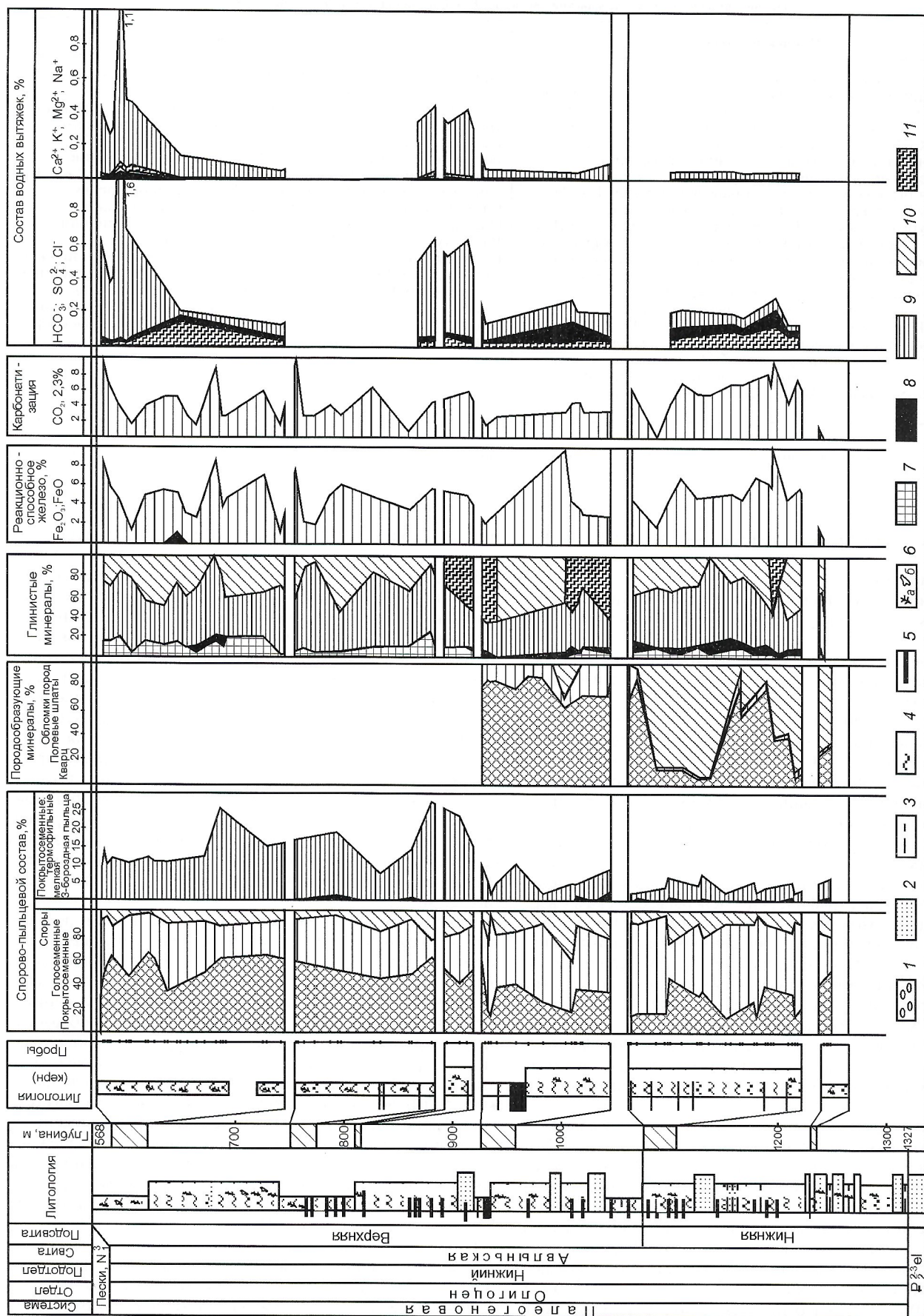


Рис. 2. Литогеологическая колонка по скв. 272-02, с использованием материалов В.В. Граусман, спорово-пыльцевая характеристика нижнеолигоценых отложений:
 1 — галеники; 2 — пески; 3 — алевроиты; 4 — глины; 5 — уголь бурый; 6 — растительные остатки (a — детрит, б — обломки древесные); глинистые минералы: 7 — хлориты, 8 — каолинит, 9 — гидрослюда, 10 — смешанослойные, 11 — монтмориллонит

Нижняя подсвита	Верхняя подсвита
Преобладает пыльца голосеменных 61% (50—70%)* с доминирующим положением <i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxylon</i>, <i>P.</i> subgen. <i>Diploxylon</i>, <i>P.</i> sect. <i>Pseudostrobus</i>; достаточно много <i>Tsuga</i> aff. <i>canadensis</i> (L.) Carr., <i>T.</i> spp., <i>Picea</i> sect. <i>Eupicea</i>, <i>P.</i> sect. <i>Omorica</i>; единичны <i>Cedrus</i>, <i>Abies</i>, <i>Taxodiaceae</i>, <i>Dacrydium</i>. В составе пыльцы покрытосеменных 26% (20—40%) преобладают мелколиственные <i>Betula</i> древовидные, <i>Alnus</i>; постоянно встречается пыльца <i>Betula</i> кустарниковых и <i>Alnaster</i>, <i>Ericales</i>. Термофильные покрытосеменные представлены <i>Carpinus</i>, <i>Corylus</i>, <i>Myrica</i>, <i>Ulmaceae</i>, <i>Ilex</i>, более редки <i>Comptonia</i>, <i>Juglans</i>, <i>Pterocarya</i>, <i>Ulmus</i>, <i>Fagus</i>, <i>Rhus</i>, <i>Nyssa</i>, <i>Sterculiaceae</i>. Характерно присутствие единичных <i>Lonicera</i> еще реже <i>Diervilla</i>, <i>Droseraceae</i>. Пыльца покрытосеменных, определенная по искусственным системам, присутствует постоянно, но, как правило, в виде единичных экземпляров — мелкие трехбороздные <i>Tricolporopollenites</i>, в т.ч. <i>Tr. liblarensis</i> (Th.) Th. et Pflug, <i>Tricolporopollenites</i>, в одном из спектров <i>Tr. cingulum</i> (R. Pot.) Th. et Pflug, <i>Tripolopollenites plicoides</i> Zakl., <i>Angarina</i> sp. Среди спор 12% (10—15%) преобладают <i>Polypodiaceae</i>, постоянно встречаются <i>Sphagnum</i>, <i>Osmundaceae</i>, меньше <i>Lycopodium</i>, <i>Botrychium</i>	При сохранении состава ПК нижней подсвиты повышается роль покрытосеменных (44%) и сокращается количество пыльцы голосеменных (43%). Споровые остаются на прежнем уровне (12%). Из пыльцы покрытосеменных больше всего пыльцы <i>Alnus</i> (15—20%) и <i>Betula</i> древовидных (10—20%); постоянно участие <i>Ericales</i> (1—2%). Возросло содержание наиболее термофильных покрытосеменных (с 10 до 27,2%). Это в основном <i>Myrica</i>, <i>Comptonia</i>, <i>Juglans</i>, <i>Carpinus</i>, <i>Corylus</i>, <i>Castanea</i>, <i>Ulmus</i>, <i>Ulmaceae</i>, <i>Tilia</i>, <i>Ilex</i>, <i>Rhus</i>, <i>Nyssa</i>, <i>Fagus</i>, <i>Quercus</i>, <i>Sterculiaceae</i>, <i>Elaeagnus</i>, <i>Planera</i>, <i>Zelkova</i>, единично <i>Pterocarya</i>, <i>Oleaceae</i>, <i>Diervilla</i>, <i>Lonicera</i>. Пыльца <i>Betula</i> кустарниковых и <i>Alnaster</i> встречена лишь в спектрах из нижней части разреза. Еще достаточно велико участие пыльцы хвойных — различных <i>Pinus</i> (17—30%), <i>Picea</i>, <i>Abies</i>, <i>Tsuga</i>, <i>Cedrus</i> (в сумме 10—15%). Характерны повышенные количества пыльцы <i>Taxodiaceae</i>, <i>Cedrus</i> по сравнению с нижним ПК. Состав спор практически не изменился

*Здесь и далее при характеристике содержания отдельных компонентов и коэффициентов приведены средние и наиболее встречающиеся значения (в скобках).

рых песков, слоистость волнистая, горизонтальная и косая; 120 м.

7. Пески серые; 15 м.

8. Глины серые алевроитовые с прослоями бурых углей и редкими включениями углефицированного растительного детрита; 95 м.

9. Глины светло-серые с зеленоватым оттенком пластичные, включающие углефицированный растительный детрит и прослои бурых углей; 70 м.

10. Переслаивание серых алевроитов, глин и мелкозернистых песчаников с включениями углефицированных остатков древесины; 120 м.

11. Глины светло-серые со слабым зеленоватым оттенком, включающие отдельные углефицированные растительные остатки и прослои бурых углей; 52 м.

Авлыньская свита подстилается песками эльгандинской (?) свиты среднего—верхнего эоцена, залегающими в этой части ЗВ непосредственно на юрских песчаниках, и перекрывается со стратиграфическим перерывом песками верхнего миоцена. Мощность свиты достигает 760 м.

Возраст авлыньской свиты по данным спорово-пыльцевого анализа определен ранним олигоценом. При этом палинологический комплекс (ПК) нижней подсвиты, датированной первой половиной раннего олигоцена, сопоставляется с ПК нижнеколымской свиты — стратотипом одноименного горизонта. ПК верхней подсвиты, относящийся ко второй половине раннего олигоцена, аналогичен ПК омойской свиты и одноименного горизонта (см. рис. 2, табл. 1) [6, 9].

Авлыньская свита сложена преимущественно слабоглинистыми осадками. Ее нижняя подсвита (252 м) представлена алевроитами (70%) и песками (30%), и по соотношению породообразующих компонентов осадки соответствуют кварцевым и собственно грауваккам. Минеральная ассоциация аллотигенной составляющей тяжелой фракции — лейкоксен-рутил-цирконовая. Верхняя подсвита (507 м) характеризуется более тонким составом пород и представлена алевроитами (55%), глинами (35%) и песками (10%). Осадки относятся к полевошпат-кварцевым. Минеральная ассоциация — рутил-циркон-турмалиновая (см. рис. 2, табл. 2). Глины большей частью состоят из гидрослюд, смешаннослойных минералов, меньше хлю-

рита и каолинита. В отдельных прослоях присутствует монтмориллонит [2].

Для авлыньской свиты в целом намечается относительное повышение зрелости осадков от низкозрелых, граувакковых в нижней части свиты до полевошпат-кварцевых в средней. Увеличиваются в этом направлении и показатели зрелости глинистой составляющей. Постседиментационные преобразования на стадии диагенеза выразились в осаждении аутигенных карбонатов (сидерита) и наличии реакционно способного закисного железа, характерного для восстановительных условий осадконакопления, когда разнофациальные осадки погружаются ниже уровня грунтовых вод. Повышенная карбонатизация нижней подсвиты может быть обусловлена более субэвальной обстановкой ее накопления по сравнению с обводненной верхней. Незначительная минерализация, бикарбонатный состав водных вытяжек нижней и частично верхней подсвит соответствуют пресноводным условиям седиментации (см. табл. 2, рис. 2).

Накопление нижней подсвиты, содержащей до 30% песков русловой фации, проходило меандрирующими реками в обстановке слабо всхолмленных аллювиальных равнин. Выше по разрезу в верхней подсвите увеличивается (до 90%) роль пойменных, озерно-болотных алевроитовых осадков, что характерно для осадкообразования в условиях заболоченных аллювиально-озерных равнин. В средней и верхней частях подсвиты выделяются слои с аномально высокой минерализацией водных вытяжек преимущественно хлоридного натриевого состава (см. табл. 2, рис. 2), что позволяет высказать предположение о лагунной и дельтово-лагунной фациальной принадлежности этих отложений. Их формирование, возможно, было связано с эвстатическим повышением уровня моря (по некоторым представлениям, 29—30 млн. лет назад он был на 200 м выше современного [10]).

В целом авлыньская свита представлена переслаивающимися циклично построенными пачками с трансгрессивным распределением по зернистости. Такая направленность осадконакопления была обусловлена относительно расчлененным конседиментационным палеорельефом в начале олигоцена. Во второй половине раннего олигоцена, по-видимому, происходило общее понижение

2. Сравнительные минералого-геохимические характеристики нижней и верхней подсвит авлыньской свиты

Нижняя подсвита		Верхняя подсвита	
Породообразующий терригенно-минералогический комплекс, %			
Кварц 41,2 (6—80); полевые шпаты 5,9 (1—15); обломки пород 52,9 (40—90)		Резко возрастает количество кварца 81,6 (74—90), повышается содержание полевых шпатов 15,7 (9—26), сокращается содержание обломков пород 2,7	
Аллоитогенная составляющая тяжелой фракции (качественные определения)			
Преобладают: циркон, рутил, лейкоксен, ильменит, гранат, пирит. В меньших количествах: магнетит, турмалин, барит, анатаз, сфен, хромит, шпинель, эпидот, амфиболы, слюды, хлорит. Минеральная ассоциация лейкоксен-рутил-цирконовая		Преобладают: турмалин, циркон, рутил, гранат, слюды. В меньших количествах: лейкоксен, ильменит, магнетит, пирит, барит, сфен, хромит, шпинель, эпидот, амфиболы, пироксены, хлорит. Характерно появление метаморфогенных минералов — корунда, андалузита, актинолита, силлиманита. Довольно часто встречаются глауконит и флюорит. Минеральная ассоциация рутил-циркон-турмалиновая	
Аутигенные минералы			
Карбонаты (сидерит) 10—15% (всей тяжелой фракции), незначительны гидроксиды железа		Содержание карбонатов (сидерит) уменьшается до 6—7%, незначительны гидроксиды железа	
Минеральный состав глин (фракция <0,001 мм), % [2]			
Гидрослюды 40—60, смешаннослойные минералы 20—30, хлорит 10—15 и каолинит 10—15. В верхней части присутствует монтмориллонит (30—50%)		Гидрослюды 50—70, смешаннослойные минералы 20—30, хлорит 10—15 и каолинит до 5. В нижней части в значительных количествах (до 60%) присутствует монтмориллонит	
Карбонатизация отложений (5%-ная солянокислая вытяжка, CO ₂ , % 2,3)			
Относительно высокая 5,9 (4—8)		Существенно уменьшается 3,98 (1—6)	
Содержание (в %) реакционноспособного железа (2%-ная солянокислая вытяжка)			
FeO 5,1 (4—7) Fe ₂ O ₃ нет		FeO 4,51(2—8) (незначительно понижается) Fe ₂ O ₃ 0,5 (0,01—1,08)	
Химический состав глинистой фракции (<0,001 мм), %			
SiO ₂ 47,23 (42—50); Al ₂ O ₃ 29,26 (25—30); FeO 1,99 (1,5—2,5); MgO 1,23 (0,8—1,5); Na ₂ O 2,71 (1,5—3,5); H ₂ O ⁺ 5,76 (5—6); P ₂ O ₅ 0,11 (0,08—0,13); H ₂ O ⁻ 4,34 (3—6)		TiO ₂ 0,63 (0,6—0,7); Fe ₂ O ₃ 1,50 (0,5—2); MnO 0,02 (0,01—0,03); CaO 0,47 (0,3—0,6); K ₂ O 4,76 (4—6); CO ₂ 0,82 (0,6—3); п.п.п 3,18 (2—5); SiO ₂ 45,01 (40—50); Al ₂ O ₃ 28,88 (25—30); FeO 2,37 (1,5—4); MgO 1,3 (0,7—1,3); Na ₂ O 3,23 (1,5-7); H ₂ O ⁺ 5,85 (4—7); P ₂ O ₅ 0,12 (0,08—0,13); H ₂ O ⁻ 3,06 (2—4); TiO ₂ 0,65 (0,6—0,7); Fe ₂ O ₃ 0,71(0,3—1,5); MnO 0,01(0,01—0,02); CaO 0,47(0,3—0,6); K ₂ O 5,26 (4—6); CO ₂ 0,11 (0,3—0,5); п.п.п 5,79 (3—10)	
Микроэлементы в глинистой фракции (кларки концентраций, среднее)			
Ba 1,3; V 1,3; Sc 1,2; Cr 1; дефицитны Ni 0,6; Sr 0,4; Co 0,4. Коэффициенты зрелости глин: Al ₂ O ₃ /Na ₂ O 15—20; Cr+V+Sc/Ni+Co+Sr 2,6		Sc 1,8; Ba 1,7; V 1,5; Cr 1,2; дефицитны Ni 0,5; Sr 0,4; Co 0,4. Коэффициенты зрелости глин повышаются: Al ₂ O ₃ /Na ₂ O 35—40; Cr+V+Sc/Ni+Co+Sr 3,7	
Химический состав водных вытяжек, %			
Хлоридно-бикарбонатный натриевый		Хлоридный натриевый	
Анионы: HCO ₃ ⁻ 0,076 (0,04—0,1) Cl ⁻ 0,072 (0,05—0,1) SO ₄ ²⁻ 0,046 (0,01—0,06) Катионы: Na ⁺ 0,039 (0,03—0,04) Ca ²⁺ 0,004 (0,002—0,006) Mg ²⁺ 0,001 (0,001—0,002) K ⁺ 0,002 (0,002—0,003)		Нижняя часть Анионы: HCO ₃ ⁻ 0,024 (0,01—0,03) Cl ⁻ 0,106 (0,7—0,14) SO ₄ ²⁻ 0,074 (0,03—0,13) Катионы: Na ⁺ 0,065 (0,04-0,1) Ca ²⁺ 0,003 Mg ²⁺ 0,003 K ⁺ 0,001 Средняя, верхняя части 0,024 (0,01—0,03) 0,516 (0,3—0,6) 0,015 (0,013—0,018) 0,324 (0,32—0,37) 0,016 (0,01—0,02) 0,014 (0,01—0,03) 0,006 (0,004—0,1)	
Минерализация		Минерализация:	
низкая 0,239 (0,1—0,3)		низкая 0,279 (0,2—0,3) значительно возрастает 0,912 (0,7—1 до 2,7)	

горного обрамления, которое наряду с увеличением интенсивности процессов химического выветривания привело к общему нивелированию палеогеоморфологической поверхности.

Областью сноса терригенного материала служили обрамляющие впадину сводовые поднятия хребтов Тас-Хаятах, Селенныхский и, возможно, Алазейское поднятие. Это подтверждается сопоставимостью терригенно-минералогической ассоциации нижнеолигоценовых отложений с минеральным составом осадочных, изверженных и метаморфических пород, развитых в пределах этих поднятий. Ориентировка косой слоистости в палеогеновых отложениях также указывает на устойчивый снос обломочного материала с юга и юго-востока [1].

Можно предположить, что наличие монтмориллонитовых глин в разрезе олигоцена ЗВ — результат преобразования пирокластического материала. Последний мог быть привнесен сюда из областей проявления базальтового вулканизма на побережье Охотского моря 34 млн. лет назад [6].

Эволюция спорово-пыльцевых спектров в разрезе авлыньской свиты указывает на вполне определенное изменение палеорастительности. В первой половине авлыньского времени (нижняя подсвита) она была представлена хвойными и мелколиственно-хвойными лесами с примесью широколиственных формаций. Это — время становления растительности, близкой тургайскому типу. Во второй половине раннего олигоцена (верхняя подсвита) растительность остается представленной хвойно-мелколиственными лесами, но площади, занятые широколиственными породами во всем их видовом разнообразии, значительно расширились. На это время падает расцвет палеорастительности, близкой тургайскому типу (см. табл. 1, рис. 2). Климат раннего олигоцена в целом оценивается как тепло-умеренный, но в позднеавлыньское время он был более влажным, чем в предыдущий этап.

Нижнеавлыньская подсвита коррелирует с нижнеколымской свитой Нижнеколымского прогиба, вскрытой скв. 1, 2 в бассейне нижнего течения р. Колыма [3, 6]. Здесь свита имеет значительную мощность (100 м), преимущественно песчано-алевритовый состав, характеризуется относительно низкой химической зрелостью пород. Это может свидетельствовать о накоплении свиты в условиях стабильного опускания и существования ландшафта плоских аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин. В верхней части нижнеколымской свиты (скв. 2) фиксируется маломощный прослой глин морского генезиса с изученными и описанными диатомеями, формирование которого проходило в условиях лагунного мелководья. К северо-востоку от Нижнеколымского прогиба в Чаунской впадине озерно-аллювиальные песчано-алевритовые осадки первой половины раннего олигоцена (50 м) вскрыты скв. 1 на о. Айон [1, 9].

Верхнеавлыньская подсвита коррелирует с глинистыми отложениями (250 м) морского генезиса в разрезе скв. 1 (о. Айон), залегающими на песчано-алевритовых осадках. В разрезах скв. 1, 2 в низовьях р. Колыма отложения олоидского региона размыты.

Таким образом, Зырянская впадина в раннем олигоцене представляла собой аллювиально-озерную заболоченную равнину, которая во второй половине раннего олигоцена периодически могла быть частью морского залива, отрывавшегося, по-видимому, к северу и северо-востоку в сторону Евразийского бассейна. Восточный борт этого залива

прослеживается вдоль правобережья р. Колыма и близ современного побережья Восточно-Сибирского моря и трассируется распространением грубообломочных, преимущественно галечных аллювиальных нижнеолигоценовых отложений: слезовская свита (р. Слезовка, скв. 77); шебнистые галечники (р. Баеково, скв. 32); чаанайская свита (р. Чаанайвеемкай, шх. 172) [1] (см. рис. 1). Положение западного борта залива проследить затруднительно, поскольку осадков этого возраста здесь не обнаружено. Однако, можно предположить, что ими были Полоусное и Улахан-Сисское сводовые поднятия, формирование которых проходило в обстановке сжатия, охватившей в олигоцене всю территорию Восточной Якутии [7].

Металлоносность нижнеолигоценовых отложений ЗВ в общем слабая. Тем не менее, характерны проявления россыпной золотой и редкоземельной (куларитовой) минерализаций. Наиболее благоприятная обстановка для их концентрации складывалась в переходной зоне от собственно впадины к структурам ее обрамления. Так, в прибортовой части Приколымского поднятия в песчано-галечной слезовской толще выявлены повышенные содержания золота. Аналогичные условия формирования россыпей были в это время и на юго-западе и западе Зырянского палеобассейна, где россыпная золотоносность непосредственно связана с золоторудными проявлениями, выявленными в пределах Тас-Хаятахского и Селенныхского хребтов [4]. На северном склоне хр. Андрей-Тас установлены повышенные концентрации свободного золота и куларита, связанные с верхнеолигоценовыми конгломератами и поступавшими сюда из промежуточного коллектора — авлыньской свиты и ее аналогов [4, 5].

Работа выполнена в рамках проектов: РФФИ (01-05-65485, 00-05-65105), РФФИ-Арктика (01-05-96212, 01-05-96231), ФЦП «Интеграция», «Университеты России — фундаментальные исследования».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гриненко О. В., Сергеев А. И., Белолобский И. Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. I, II. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1998.
2. Ивсен Г. В. Глинистые минералы мезо-кайнозойских отложений северо-западной части Индигиро-Зырянского прогиба // Проблемы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа в Якутии. Якутск, 1993. С. 101—116.
3. Макаров В. Н., Симурзин В. Н., Туманов В. Р. Геохимия кайнозойских отложений нижнего течения р. Колымы. — Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1984.
4. Некрасов И. Я. Золотоносность конгломератов межгорных впадин срединных и остаточных массивов // Континентальные россыпи Востока России. Ч. I. Благовещенск, 1982. С. 142—143.
5. Некрасов И. Я., Некрасова Р. А. Генетические особенности куларита // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 1. С. 81—90.
6. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. — Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989.
7. Парфенов Л. М., Прокопьев А. В., Спектор В. Б. Геодинамическая природа горных хребтов Восточной Якутии и их связь с раскрытием Евразийского бассейна // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 708—725.
8. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосная формации Южной Сибири. — М.: Наука, 1969.
9. Фрадкина А. Ф. Палинотрапиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. — Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1995.
10. Харленд У. Б., Кокс А. В., Авеллин А. Г. и др. Шкала геологического времени. — М.: Мир, 1985.
11. Paech H. J., Prokopiev A. V., Gosen W. V. et al. New results on the Moma rift and related structures in Yakutia, Russian Federation // ICAM III, Celle, Germany. Abstr. 1998. P. 138—139.

Первооткрыватели отечественных месторождений

Месторождения золота

АБАЕВ Салат Михайлович	Эгылькныеем	1970
АВДЕЕВ Андрей Михайлович	Каральеем	1990
АВЕРИН Юрий Александрович	Чадакская группа	1971
АГАЛЬЦОВ Георгий Иванович	руч.Отрожный	1976
АКИМОВ Леонид Викторович	Кожимская группа	1990
АКИНЬШИН Иван Сергеевич	Юбилейное	1976
АРАБЕЙ Зинаида Алексеевна	Бассейн р.Чай-Урья	1975
АСТАШЕВ Петр Апполонович	Ирокиндинское	1979
АХМЕДОВ Идрис Сибатулович	Центральное	1976
АЧКАСОВ Сергей Васильевич	Центральное	1979
АЧКАСОВА Елена Борисовна	Каульды	1975
БАЙКОВ Вадим Николаевич	Школьное	1988
БАЛАШОВ Александр Николаевич	Сентачанское	1980
БАСКАКОВ Юрий Федорович	Высоковольтное	1989
БЕККЕР Анатолий Геннадиевич	руч.Потерянный	1972
БЕЛЯЕВ Александр Прокопьевич	Ключ Громовский	1971
БЕЛЯЕВ Александр Прокопьевич	Сухой Лог	1981
БИЛАНЕНКО Виталий Андреевич	Нежданинское	1983
БОГДАНОВ Иван Алексеевич	Каральеемское	1990
БРЕЛЬ Александр Моисеевич	руч. Эгылькныеем	1972
БРЕШЕНКОВ Борис Кузьмич	Майкаинское	1980
БРУХАНСКИЙ Федор Гордеевич	Высоковольтное	1989
БУДНИЦКИЙ Борух Бенцианович	Нежданинское	1983
БУЛАНОВСКИЙ Александр Иванович	Центральное	1979
БУЛЫЧЕВ Василий Григорьевич	Ат-Урях	1970
БУЛЫЧЕВ Василий Григорьевич	р.Мякит	1970
БУЛЫЧЕВ Василий Григорьевич	р.Оротукан	1970
БУРЦЕВ Владимир Васильевич	Кумтор	1991
БУЧНЕВ Иван Николаевич	руч.Дымный	1990
БЫЧОК Богдан Григорьевич	Сарылахское	1983
ВАСИЛЕВСКИЙ Владимир Александрович	Большая Тырканда	1983
ВЕЛЬДЯЕВ Евгений Федорович	Высоковольтное	1989
ВОЛОБУЕВ Владимир Иванович	Акбакайское	1977
ВРОНСКИЙ Борис Иванович	р.Берелех	1970
ВЯЧКИНА Маргарита Ивановна	Кызылалмасай	1980
ГАВРИЛОВ Николай Филиппович	Олимпиадинское	1989
ГАЛИУЛЛИН Борис Галимьянович	Муртыкты	1989
ГАНЗИН Альберт Андреевич	Сарылах	1976
ГАРАНЬ Виктор Иванович	руч.Древний-Хатакчан	1972
ГАРЬКОВЕЦ Виктор Григорьевич	Мурунтау	1970
ГАТАУЛЛИН Наиль Гатинович	Школьное	1988
ГВИЗДОН Владислав Федорович	Кокпатасское	1979
ГИРИЧ Семен Григорьевич	руч.Желанный	1973

ГОЛОЩУКОВ Павел Михайлович	Кочбулакское	1986
ГОРБУНОВ Ефим Захарович	руч. Спокойный	1976
ГОРБУНОВ Ефим Захарович	руч. Далекий	1976
ГОРБУНОВ Ефим Захарович	руч. Двойной	1976
ГОРОДИНСКИЙ Марий Евгеньевич	руч. Дальний	1978
ГОРОДИНСКИЙ Марий Евгеньевич	Каральвеемское	1990
ГОРОДНОВ Юрий Алексеевич	Таскора	1977
ГРЕКОВ Владимир Петрович	Юбилейное	1976
ГРИГОРОВ Сергей Александрович	Майское	1985
ГРИНВАЛЬД Максим Наумович	Акбакай	1977
ГУРИН Григорий Федорович	Нежданинское	1983
ГУСАР Александр Андреевич	Кожимская группа	1990
ДАБИЖА Иван Иванович	Каульдинское	1979
ДАНИЛОВ Виктор Иванович	Акбакай	1984
ДАРБИНЯН Сурен Саркисович	Многовершинное	1982
ДАУТОВ Рахмет Махмедтович	р. Ичувеем	1976
ДЕЛЬЯНИДИ Кузьма Васильевич	Сарылах	1976
ДЕМИН Леонид Григорьевич	Кемюс	1987
ДЕРВОЕДОВ Виктор Константинович	Кокпатас	1979
ДЖЕЛАЛИ Владимир Федорович	руч. Валунный	1972
ДЗАЙНУКОВ Алихан Бепбаевич	Джилау	1989
ДИАРОВ Альберт Баянович	Таскора	1977
ДОМАШЕНКИН Михаил Евгеньевич	Средне-Голготайское	1982
ДОНЕЦ Алексей Терентьевич	руч. Встречный	1978
ДРАБКИН Израиль Ефимович	руч. Омчак	1971
ДРЫДО Николай Павлович	Чугас-Южный	1984
ДУЙСЕНБЕКОВ Дубек Дуйсенбекович	Акбакай	1977
ДУЙСЕНБЕКОВ Дубек Дуйсенбекович	Бескемпир	1990
ДУРСУНОВ Ансар Джабарович	Акбакай	1977
ДУРСУНОВ Ансар Джабарович	Бескемпир	1990
ДЮДИКОВА Валентина Ивановна	Школьное	1988
ЕВАНГУЛОВ Борис Багдасарович	Наталкинское	1979
ЕГИН Владислав Иванович	Нижняя Джелинда	1986
ЕГОРОВ Дмитрий Федосеевич	Эгылькнывеем	1970
ЕГУНОВ Михаил Иванович	Бескемпир	1990
ЕРМИЗИН Юрий Федорович	Кумтор	1991
ЕРОХИН Николай Александрович	Кочбулак	1986
ЕСИПОВ Анатолий Владимирович	Чугас-Южный	1984
ЕСИПОВ Анатолий Владимирович	Нижняя Джелинда	1986
ЕФИМЕНКО Валентин Николаевич	Чоре	1991
ЖИГАЙЛОВА Людмила Леонтьевна	Акбакай	1984
ЖУРАВЛЕВ Владислав Григорьевич	Ветренское	1979
ЗАВОДЧИКОВ Сергей Григорьевич	Чапинское	1969
ЗАЛЬПУХАРОВ Саттар	Кызылалмасайское	1979
ЗАНЬ Константин Михайлович	Даугызтау	1989
ЗАПРОМЕТОВ Михаил Евгеньевич	Школьное	1988

ЗАРЕМБСКИЙ Евгений Петрович	Многовершинное	1977
ЗАХАРОВ Иван Иванович	Большая Тырканда	1983
ЗОРИН Юрий Михайлович	Васильковское	1982
ИВАНОВ Геннадий Семенович	Сентачанское	1989
ИВАНОВ Константин Александрович	руч.Каральвеем	1976
ИЛЬИН Валерий Николаевич	Боковое	1976
ИНОЗЕМЦЕВ Иван Никитович	Нежданинское	1983
КАДЕШ Владимир Тимофеевич	Боковое	1976
КАЛИЧКИН Николай Пантелеймонович	Жолымбет	1973
КАМБАЛОВ Василий Николаевич	руч.Горелый	1976
КАСАВЧЕНКО Григорий Васильевич	Даугызтау	1989
КАТКОВСКИЙ Герман Сергеевич	Бакырчик	1973
КАЦУБА Станислав Иванович	Ветренское	1979
КИРИЧЕК Павел Денисович	Кюсентей	1978
КИРУСЕНКО Татьяна Сергеевна	Нежданинское	1983
КИТАЕВ Василий Алексеевич	Ичувеемское	1970
КОДИНЕЦ Олег Николаевич	Сентачанское	1989
КОКОРИН Юрий Георгиевич	Чоре	1991
КОЛЧИН Сергей Семенович	руч.Древний	1972
КОЛЧИН Сергей Семенович	руч.Далекий	1972
КОНЮК Александр Сергеевич	Джилау	1989
КОРОБКИН Андрей Павлович	Акбакайское	1977
КОСОВ Станислав Иванович	Многовершинное	1977
КОТОВ Александр Андреевич	Кожимская группа	1990
КОЧЕТКОВ Николай Александрович	Сухой Лог	1981
КРАЙНОВ Владимир Георгиевич	руч.Светлый	1975
КРИВОРУЧЕНКО Александр Маркович	Холбинская группа	1978
КРУГЛОВ Геннадий Павлович	Олимпиадинское	1989
КРУПЕНСКИЙ Илья Исаевич	Тенькинская группа	1991
КРЫЛОВ Николай Иванович	Высоковольтное	1989
КУДЕЛЯ Валентин Дмитриевич	Каменское	1980
КУДРЯВЦЕВ Александр Николаевич	Кожимская группа	1990
КУКС Анатолий Ильич	Центральное	1976
КУНДРЮЦКИЙ Сергей Дмитриевич	Макмал	1981
КУРБАТОВ Алексей Викторович	Даугызтау	1989
КУРИЛИН Анатолий Яковлевич	Олимпиадинское	1989
ЛАДЫГИН Алексей Иванович	Кожимская группа	1990
ЛАКИН Александр Григорьевич	Холбинская группа	1978
ЛАРИОНОВ Яков Севастьянович	р.Гремучая	1985
ЛБОВ Валентин Александрович	Холбинская группа	1978
ЛЕБЕДЕВ Олег Владимирович	Нижняя Джелинда	1986
ЛЕЛИ Виктор Георгиевич	руч.Ландыш	1976
ЛЕЩЕНКО Василий Яковлевич	«Сана»	1971
ЛИ Лонгин Васильевич	Олимпиадинское	1989
ЛИНЕВ Вячеслав Георгиевич	Сентачанское	1980
ЛИСИЙ Владимир Андреевич	Сухой Лог	1981

ЛОБАНОВ Николай Акимович	руч.Большой Хатынах	1971
ЛОГИНОВ Виктор Федорович	руч.Каральвеем	1972
ЛОКОТКО Владимир Викторович	Толатуйское	1983
ЛОРГУС Вадим Алексеевич	руч.Отрожный	1976
ЛУНИНА Людмила Гавриловна	Чадакская группа	1971
ЛУХТАНОВА Зинаида Дмитриевна	Кызылалмасайское	1979
ЛЯШКЕВИЧ Дмитрий Павлович	Чадакская группа	1971
МАДЖИ Олег Петрович	Кызылалмасайское	1979
МАЗУР Элеонора Викентьевна	Ново-Широкинское	1973
МАКСИМОВ Владимир Алексеевич	Маднеули	1984
МАЛМАТИН Григорий Иванович	Кочбулак	1976
МАЛМАТИН Григорий Иванович	Кызылалмасайское	1979
МАЛТИЗОВ Арчил Григорьевич	Кюсентей	1978
МАРГУЛИС Валерий Петрович	р.Каральвеем	1976
МАРТЫНОВ Владимир Васильевич	Кочбулак	1986
МАЦАПУЛИН Владимир Устинович	р.Рывеем	1976
МАШКО Евгений Пантелеймонович	Наталкинское	1980
МЕЛЬНИКОВ Глеб Дмитриевич	Серебрянское	1983
МЕЩАНИНОВ Евгений Зиновьевич	Каульдинское	1979
МЕЩЕРЯКОВ Евгений Петрович	Высоковольтное	1989
МИДЯН Азат Георгиевич	Меградзорское	1990
МИРОНЕНКО Михаил Митрофанович	Краснооктябрьская группа	1982
МИХАЙЛОВ Владимир Васильевич	Школьное	1988
МОЗОЛЕВ Леонид Никандрович	Макмал	1979
МОРДВИНЦЕВ Юрий Николаевич	Мурунтау	1970
МУРЗАЛЕВ Степан Михайлович	Майкаинское	1980
МУСАЛИТИН Леонид Александрович	Чугас-Северный	1986
МУСТАФИН Дамир Вафаевич	Кочбулак	1986
НАЗАРЕНКО Николай Дмитриевич	Васильковское	1982
НЕВРЕТДИНОВ Артур Борисович	руч.Ландыш	1975
НЕВРЕТДИНОВ Артур Борисович	р.Сибик-Таллах	1975
НЕГАНОВ Алексей Константинович	Диринь-Юрях	1970
НЕМЧИНОВ Юрий Иосифович	Холбинская группа	1978
НЕТРЕБИНА Мария Андреевна	Кожимская группа	1990
НИКОНОРОВ Валентин Васильевич	Кумтор	1991
НОСОВА Валентина Ивановна	Школьное	1988
ОПРАВХАТ Владимир Алексеевич	Сувенир	1976
ОРИФОВ Любджан Орифович	Чоре	1991
ОСИНЦЕВ Владимир Григорьевич	Северная группа Невьянских россыпей	1986
ПАВЛОВА Нина Владимировна	Чапинское	1978
ПАЗДЗЕРСКИЙ Виктор Андреевич	Кокпатас	1979
ПАЗДЗЕРСКИЙ Виктор Андреевич	Высоковольтное	1989
ПАУКЕР Илья Александрович	Майкаинское	1980
ПЛИЕВ Владимир Николаевич	Ветренское	1979
ПОВОНСКИЙ Василий Иосифович	Кожимская группа	1990
ПОДКИДОВ Иван Егорович	Нера-Тегергачи	1990

ПОДСЕВАТКИН Федор Степанович	Бакырчик	1973
ПОЛИКАНОВ Виктор Романович	Многовершинное	1977
ПОЛЭ Владимир Петрович	руч.Пильхинкууль	1976
ПОПОВ Николай Павлович	Сухой Лог	1981
ПОРЕЧИН Аркадий Аркадьевич	Бескемпир	1990
ПОХОЛЮК Василий Пантелеевич	Кумтор	1991
ПРОЦКИЙ Анатолий Григорьевич	Майское	1990
ПРУСС Юрий Васильевич	руч.Горелый	1980
ПУЧКОВ Федор Сидорович	руч.Гремучий	1971
РАФИКОВ Наиль Файзурахманович	Кызылалмасайское	1987
РАХМАТУЛЛАЕВ Хайрулло Рахматуллаевич	Кокпатас	1989
РЕЗНИКОВ Борис Аронович	Кумтор	1991
РЕТЕЮМ Юрий Янович	Ях-Суйское	1976
РОЗЕНБЛЮМ Илья Семенович	Майское	1990
РУБАНОВ Валентин Александрович	Ирокиндинское	1982
РУДЕНКО Борис Михайлович	Юбилейное	1976
РУДНЕВ Василий Николаевич	Бакырчик	1973
РЫВКИН Михаил Львович	Мурунтау	1970
РЫЖОВ Энвер Павлович	Школьное	1988
РЯБКО Илья Иванович	Джеруйское	1985
САКЕНОВ Корган Казиевич	Акбакай	1984
САКИЕВ Ашур Сакиевич	Чоре	1991
САМОРУКОВ Николай Михайлович	Майское	1985
САТКЫНОВ Мусурбек Саткынович	«Макмал»	1978
САТЫБАЛДИЕВ Ляким Ильякович	Джеруйское	1985
САХЬЯНОВ Ленабрий Аширович	Многовершинное	1978
СЕМЕРУН Анатолий Кузьмич	Серебрянское	1983
СЕНОТРУСОВ Аркадий Георгиевич	руч.Дальний	1978
СИДОРЕНКО Петр Иванович	Сарылахское	1976
СИПЛИВЫХ Лидия Ивановна	Северная группа Невьянских россыпей	1986
СКЛЯРЕНКО Лев Моисеевич	Таскоринское	1977
СКОБЕЛЕВ Анатолий Алексеевич	Нежданинское	1983
СЛИНИЦЫН Александр Степанович	Центральное	1976
СМИРНОВ Михаил Васильевич	Муртыкты	1989
СОКОЛОВ Георгий Иванович	Бакырчик	1973
СОЛОВЕЙЧИК Иосиф Львович	Утинское	1971
СОЛОВЕЙЧИК Иосиф Львович	бассейн р.Ат-Урях	1973
СОЛОВЕЙЧИК Иосиф Львович	бассейн р.Чек-Чек	1973
СОРОЧЕНКО Ольга Ильинична	р.Рывеем	1976
СПИРИДОНОВ Евгений Леонидович	Даугызтау	1989
СТЕПАНЯН Тигран Михайлович	Зодское	1970
СТРУЖКОВ Феликс Эмильевич	руч.Пильхинкууль	1976
СУВОРОВ Михаил Иванович	Павликовское	1970
СУЛИКАЕВ Касьма Иматьдинович	Джеруй	1988
СУХАНОВ Ливерий Павлович	Сосьвинская группа	1981
ТАРАН Александр Николаевич	«Сувенир»	1978

ТАРАН Александр Николаевич	Майкаин	1980
ТАРАСОВ Вячеслав Александрович	Школьное	1988
ТАРАСОВ Эдуард Владимирович	Даугызтау	1989
ТАСБОЛТАЕВ Мирсадык Игамбердывич	Даугызтау	1989
ТЕПЛЫХ Владимир Иванович	руч.Дальний	1978
ТЕСЛИН Александр Федорович	Нежданинское	1983
ТИТКОВ Александр Сергеевич	Чугас-Южный	1984
ТКАЧЕВ Владислав Николаевич	Кочбулак	1976
ТОЛОКОЛЬНИКОВ Александр Иванович	Каральвеем	1990
ТОПОЛЬСКИЙ Игорь Юрьевич	Кочбулак	1986
ТОПОРОВА Римма Петровна	Акбакай	1977
ТРОФИМОВ Алексей Сергеевич	Ирокиндинское	1979
ТУРЛЫЧКИН Виктор Михайлович	Школьное	1988
УШАКОВ Сергей Александрович	Сосьвинская группа	1981
ФЕДОРЕНКО Тамара Ивановна	«Макмал»	1978
ФЕОФИЛАКТОВ Георгий Алексеевич	Холбинская группа	1978
ФИНКЕЛЬШТЕЙН Юрий Владимирович	Кокпатас	1979
ФЛЕРОВ Игорь Борисович	руч.Глухариный	1972
ХАБАРОВА Наталья Евгеньевна	руч.Сланцевый	1976
ХАБАРОВА Наталья Евгеньевна	руч.Дальний	1978
ХАМРАБАЕВ Ибрагим Хамрабаевич	Чармитан	1979
ХАРЬКЕВИЧ Константин Александрович	Чоре	1991
ХИЗБУЛИН Марат Вафич	Сентачан	1989
ХОЛМУРАДОВ Баймурод Холмурадович	Чоре	1991
ХРАМЧЕНКО Юрий Петрович	р.Ичувеем	1976
ХРЕНОВ Вадим Алексеевич	Чармитан	1979
ХРОМЫШКИН Петр Васильевич	Мурунтау	1970
ХРЫПОВ Вадим Николаевич	Сосьвинская группа	1981
ХРЫПОВ Вадим Николаевич	Краснооктябрьская группа	1981
ХРЫПОВ Вадим Николаевич	Каменское	1980
ЦОЙ Ремир Валентинович	Кокпатас	1979
ЦОПАНОВ Олег Хаджумарович	руч.Безымянный	1972
ЦОПАНОВ Олег Хаджумарович	Каральвеем	1990
ЦЫДЕНОВ Максим Юндунович	Каменское	1990
ЧЕРЕПАНОВ Александр Александрович	Джеруйское	1985
ЧЕРНЫШЕВ Вадим Федорович	Джилау	1989
ЧЕРНЯВСКИЙ Юрий Александрович	Чармитан	1979
ЧЖАН Владимир Зыянович	Кемюс	1987
ЧОХОНЕЛИДЗЕ Михаил Ильич	Маднеули	1984
ШАРОВ Герман Николаевич	Сарылахское	1976
ШАРОВ Герман Николаевич	Сентачанское	1980
ШАРОВ Герман Николаевич	Чугас-Северный	1986
ШАТАЛОВ Евгений Трофимович	Колымский район	1971
ШАТРОВ Иван Елифанович	Боковое	1976
ШАФАРЕНКО Владимир Абрамович	Майкаинское	1980
ШАЯКУБОВ Тулкун Шаякубович	Кочбулак	1991

ШЕВЦОВ Тимофей Павлович	р.Рывеем	1976
ШИЛО Николай Алексеевич	р.Бурхалы	1970
ШИЛО Николай Алексеевич	руч.Спокойный	1970
ШИШКИН Виктор Владимирович	Джилау	1989
ШКАРУПА Виктор Васильевич	Даугызтау	1989
ШЛЯПНИКОВ Григорий Михайлович	р.Большой Кэпэревеем	1972
ШМАРОВ Петр Семенович	Чугас-Северный	1986
ЩЕГОЛИХИН Юрий Иванович	Ирокиндинское	1979
ЭРНСТ Наталья Дмитриевна	Нера-Тегергачи	1990
ЭСАУЛОВ Юрий Александрович	р.Рывеем	1976
ЮСОВСКИХ Николай Иванович	Многовершинное	1978
ЯИЦКИЙ Иван Лукич	Кочбулак	1976
ЯКИМОВ Юрий Павлович	Кызылалмасай	1987
ЯКОВЛЕВ Владимир Андреевич	Каральвеем	1990
ЯКОВЧУК Валентин Зиновьевич	Удереysкое	1988

В 1964 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие, геологическое изучение и разведку нового золотоносного района была присуждена

АБАЕВУ Салату Михайловичу, **БЕРЕЗИНУ** Валентину Платоновичу, **ЕГОРОВУ** Дмитрию Федосеевичу, **ДРАБКИНУ** Израилу Ефимовичу, **ИВАНОВУ** Константину Александровичу, **КИТАЕВУ** Василию Алексеевичу, **ЛОГИНОВУ** Виктору Федоровичу, **ЧЕМОДАНОВУ** Николаю Ильичу.

В 1966 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие и разведку золоторудного месторождения была присуждена

ГАРЬКОВЦУ Виктору Григорьевичу, **ГОРЕВУ** Герману Викторовичу, **МОРДВИНЦЕВУ** Юрию Николаевичу, **ПАЛЕЙ** Льву Зиновьевичу, **СОКОЛ** Илье Самойловичу, **ТАЛАЛОВУ** Валерию Александровичу, **ТУЛЯГАНОВУ** Хабибулле Тулягановичу, **ХРАМЫШКИНУ** Петру Васильевичу, **ШУЛЯТНИКОВУ** Константину Борисовичу, **ШУРЫГИНУ** Вячеславу Митрофановичу.

В 1980 г. Ленинская премия в области науки и техники за открытие, разведку и оценку золоторудного месторождения была присуждена

БУРЯК Владимиру Афанасьевичу, **ДУБИНИНУ** Владимиру Феофановичу, **ЛИСИЙ** Владимиру Андреевичу, **ПОПОВУ** Николаю Павловичу, **РОМАНЧЕНКО** Николаю Степановичу, **РЯБЕНКО** Виктору Ефимовичу.

В 1978 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие и разведку золотоносного района была присуждена

ДЕМЕНТЬЕВУ Михаилу Федоровичу, **БЕРЕЗОВСКОМУ** Альберту Андриановичу, **БИЛАНЕНКО** Виталию Андреевичу, **ЕРЕМЕЕВУ** Христофору Иннокентьевичу, **КИРИЧЕК** Павлу Денисовичу, **ЛУТАЙ** Валентину Валентиновичу, **ПЕРЕЯСЛОВУ** Владимиру Петровичу, **ПЕРСИКОВУ** Льву Павловичу, **ТИТКОВУ** Александру Сергеевичу, **ФАЙЗУЛЛИНУ** Роберту Махмутовичу.

В 1979 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие, разведку и промышленное освоение месторождения золота была присуждена

БОЙЦОВУ Сергею Васильевичу, **ГАРАНЬ** Виктору Ивановичу, **СОРОЧЕНКО** Ольге Ильиничне, **СТРУЖКОВУ** Феликсу Эмильевичу, **ШЕВЦОВУ** Тимофею Павловичу, **ЭСАУЛОВУ** Юрию Александровичу, **ФЛЕРОВУ** Игорю Борисовичу.

В 1983 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за научное обоснование, открытие и разведку золоторудных месторождений была присуждена

АРИПОВУ Фазилу Ариповичу, **АРТЫКОВУ** Абдурахману Артыковичу, **БИНШТОК** Товию Израиловичу, **ГОЛОЩУКОВУ** Павлу Михайловичу, **ЕРОХИНУ** Николаю Александровичу, **МАЛМАТИНУ** Григорию Ивановичу, **МАНУЧАРЯНЦУ** Олегу Арташесовичу, **РАФИКОВУ** Наилу Файзурахмановичу, **ЯИЦКОМУ** Ивану Лукичу.

В 1987 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие, ускоренную разведку и подготовку к промышленному освоению золоторудного месторождения была присуждена

АРЕФЬЕВОЙ Веронике Ивановне, **ВАВИЛОВУ** Владиславу Иннокентьевичу, **ЖУРАВЛЕВУ** Владиславу Григорьевичу, **КУРИЛИНУ** Анатолию Яковлевичу, **ЛИ** Лонгину Васильевичу, **ЛОПАТИНУ** Владимиру Анатольевичу, **НЕВОЛИНУ** Виктору Андриановичу, **НОВОЖИЛОВУ** Юрию Ивановичу, **ПАНТЮКОВУ** Владимиру Игнатьевичу, **ПЕНКИНУ** Владимиру Ивановичу, **РУДЕНКО** Анатолию Дмитриевичу, **ШЕРМАН** Марку Львовичу.

Месторождения серебра

АКИМОВ Виктор Викторович	Большой Канимансур	1990
АРИСТОВ Александр Сергеевич	Окжетпес	1990
БАЙКОВ Вадим Николаевич	Большой Канимансур	1990
БАЛАШЕВ Анатолий Николаевич	Большой Канимансур	1990
БАСКАКОВ Юрий Федорович	Высоковольтное	1989
БРОСТОВСКАЯ Валентина Григорьевна	Дукатское	1979
БРУХАНСКИЙ Федор Гордеевич	Высоковольтное	1989
ВЕЛЬДЯЕВ Евгений Федорович	Высоковольтное	1989
ДЕРВОЕДОВ Виктор Константинович	Окжетпес	1990
ДЗАЙНУКОВ Алихан Бепбаевич	Большой Канимансур	1990
ЗЛЕНКО Борис Федорович	Большой Канимансур	1990
ЗОНОВ Валентин Иванович	Окжетпес	1990
ИЕВЛЕВА Тамара Ильинична	Дукатское	1979
КОЗИН Николай Николаевич	Дукатское	1991
КОШЛАКОВ Георгий Вадимович	Большой Канимансур	1990
КУТЬКИН Иван Семенович	Большой Канимансур	1990
МАРУЩЕНКО Андрей Александрович	Большой Канимансур	1990
МУРЗИН Александр Сергеевич	Большой Канимансур	1990
ПАРАМОНОВ Юрий Ильич	Косманачи	1989
ПЕВНЕВ Геннадий Иванович	Косманачи	1989
ТОЛСТИХИН Юрий Владимирович	Дукатское	1979
ШАРИФБАЕВ Турсун	Большой Канимансур	1990
ШИШКИН Виктор Владимирович	Большой Канимансур	1990

В 1980 г. Государственная премия СССР в области науки и техники за открытие и ускоренную разведку золото-серебряного месторождения была присуждена

АДАМЕНКО Владимиру Ивановичу, **БИРЮКОВУ** Виктору Дмитриевичу, **БРОСТОВСКОЙ** Валентине Григорьевне, **ЗУБАРЕВУ** Борису Матвеевичу, **ИЕВЛЕВОЙ** Тамаре Ильиничне, **КОЗИНУ** Николаю Николаевичу, **НАТАЛЕНКО** Владимиру Григорьевичу, **УНТИЛОВУ** Николаю Семеновичу, **УТИНУ** Петру Павловичу, **ЦОПАНОВУ** Олегу Хаджумаровичу, **ШИЛО** Николаю Алексеевичу.

Месторождения платины

ВАСИЛЕВСКИЙ Владимир Александрович	Инагли	1990
ГИМАДЕЕВ Сергей Туземович	Кондер	1990
ЕЛЪЯНОВ Анатолий Аронович	Кондер	1990
КРОТ Вилен Евгеньевич	Кондер	1990
МАЛЫХ Геннадий Дмитриевич	Кондер	1990
МИЛЬТО Александр Николаевич	Кондер	1990
САГНАЕВ Леонид Кабдыкаримович	Кондер	1990
САХЪЯНОВ Ленабрий Аширович	Кондер	1990
ЩУКИН Владимир Николаевич	Инагли	1990

Институту геологии алмаза и благородных металлов СО РАН 45 лет

Ровно 50 лет назад в план научных исследований Якутского филиала Академии наук СССР были включены восемь тем по проблемам геологического строения территории Якутской АССР и отдельных видов минерального сырья. Так начались планомерные фундаментальные геологические исследования в Якутии. В 1957 г. в составе Якутского филиала АН СССР был создан Институт геологии. Объектом его исследований стали уникальные для России и мира геологические структуры, вмещающие разнообразный комплекс гигантских и дефицитных месторождений полезных ископаемых, в первую очередь алмазов, золота и углеводородного сырья. В 1999 г. отдел геологии нефти и газа был выделен в самостоятельный институт, а Институт геологических наук переименован в Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН.

Директором-организатором Института был заслуженный деятель наук Якутской АССР Ю.П.Ивенсен. Институт возглавляли чл.-корр. АН СССР И.С.Рожков (1957—1964 гг.), заслуженные деятели науки Якутии и РФ К.Б.Мокшанцев (1965—1987 гг.), чл.-корр. АН СССР В.В.Ковальский (1978—1986 гг.) и Б.В.Олейников (1987—2000 гг.).

Институт ориентирован на глубокое изучение месторождений алмаза и благородных металлов, научный прогноз открытия новых месторождений, разработку современных технологий обработки алмазного сырья. Наращивание минерально-сырьевой базы Якутии, особенно для алмазно-бриллиантового комплекса и золотодобывающей промышленности, требует комплексного изучения литосферы, определения закономерностей размещения месторождений в зависимости от особенностей ее строения и геодинамических обстановок формирования и последующего развития. Сегодня необходима прогнозная оценка районов, перспективных на обнаружение новых, нетрадиционных источников алмазов и благородных металлов. Важно изучение физических свойств и минералогии алмаза для решения вопросов его происхождения и разработки перспективных технологий обработки, расширяющих сферу его использования. Решение таких задач под силу только коллективам со сложившимися научными школами и обладающим обширными научными связями в стране и за рубежом, а также современной аналитической базой. Нищенское финансирование науки за последнее десятилетие привело к существенному оттоку высококвалифицированных специалистов, но не смотря на это в настоящее время в Институте работают 86 научных сотрудников, из них 13 докторов, 43 кандидата наук, 10 аспирантов, а также высококвалифицированные инженеры. В Институте четыре отдела: геологии алмаза; геологии благородных металлов; геодинамики, региональной геологии и металлогении; физико-химических методов анализа; центры алмазных технологий и геологических информационных систем и геологический музей. При Институте действует специализированный совет по защите докторских диссертаций.

Изучение геологии месторождений алмазов — традиционно одно из главных направлений научной деятельности Института. В 1961 г. это направление возглавил В.В.Ковальский, создавший якутскую научную школу, воспитавшую плеяду выдающихся исследователей алмазной геологии: Ю.П.Барашков, В.В.Бескрованов, Ф.Ф.Брахфогель, Г.П.Буланова, А.В.Варшавский, А.П.Григорьев, А.И.Зайцев, Г.В.Зольников, В.П.Корнилова, В.К.Маршинцев, К.Н.Никишов, О.Б.Олейников, А.Ф.Сафронов, В.Д.Суворов, П.П.Шамаев, Э.А.Шамшина и др. Для их исследований характерен комплексный подход к решению поставленной проблемы. Геология и тектоника алмазоносных провинций и месторождений алмазов; петрология, минералогия, геохимия и геохронология кимберлитов и пород верхней мантии; кристаллография и минералогия алмаза, экспериментальные исследования по росту и облагораживанию алмазов и т.д. позволили разработать методики прогнозирования, поиска и изучения алмаза, а также термохимический метод его обработки. Были получены научные результаты, которые долгие годы были и остаются в настоящее время основополагающей базой исследований геологов России и мира. В ближайшие годы ученые ИГАБМ СО РАН планируют проведение региональных работ по геодинамике формирования Северо-Азиатского кратона и прилегающих палеозойских и мезозойских орогенных поясов для разработки регионального научно обоснованного прогноза новых алмазоносных территорий на основе синтеза данных по всей истории формирования кратона с использованием современных ГИС-технологий. Другая группа исследовательских программ будет направлена на разработку новых технологий локального прогноза и поиска месторождений алмаза. Так, в северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции на фоне многочисленных неалмазоносных кимберлитовых тел широко проявлена россыпная алмазоносность. При этом алмазы из данных россыпей по кристалломорфологическим особенностям, окраске, дефектности и минеральному составу включений отличаются от алмазов коренных и россыпных месторождений южной части провинции. Ответы на существующие вопросы можно получить, проведя комплекс научных работ по петрологии, минералогии, геохимии и геохронологии кимберлитов и конвергентных пород; установлению термодинамических режимов генерации кимберлитовых систем; восстановлению геодинамических условий проявления щелочно-ультраосновного и основного магматизма, определению физико-химических условий кристаллизации и растворения алмазов.

Созданный при Институте Центр алмазных технологий ориентирован на проведение опытно-технологических и конструкторских исследований по поиску новых областей использования алмаза. Эти работы направлены на изучение возможностей совмещения термохимического метода обработки алмаза с лазерными технологиями. Внедрению научных разработок в производство будет способствовать создание экспериментально-производственной структуры по изготовлению наукоемкой продукции из природного алмаза: лез-

вия различной конфигурации для медицины и биологии, резцы для обработки материалов в электронике и машиностроении, порошки для полировки оптических линз, носителей информации, поверхностей полупроводников, а также по гравировке и инкрустации на бриллиантах.

Научное обеспечение расширения минерально-сырьевой базы благородных металлов — не менее важное направление деятельности Института. За прошедшие 45 лет выполнен огромный объем исследований по геологии и вещественному составу месторождений золота, олова, серебра, сурьмы, полиметаллов, платины (В.А.Амузинский, Г.С.Анисимова, Г.Н.Гамянин, Ю.Я.Жданов, Э.Д.Избеков, Л.Н.Индолев, А.А.Ким, А.В.Костин, А.Я.Кочетков, Г.Г.Невойса, И.Я.Некрасов, Н.В.Нестеров, З.С.Никифорова, А.В.Округин, В.П.Самусиков, А.И.Скрябин, В.М.Суплецов, Ю.Н.Трушков, В.Е.Филиппов, Б.Л.Флеров, А.И.Холмогоров, Я.В.Яковлев и др.), что привело к открытию ряда месторождений: оловорудные — Депутатское, Одинокое, Чурпунья, золотоносные — Сарылах, Нежданинское, Кючус, Бадран.

Основное внимание традиционно уделялось золоторудным месторождениям. Основу золотодобычи в Якутии составляли многочисленные россыпи в силу простоты и доступности освоения, богатства и быстрой окупаемости вложенных средств. Однако коренные месторождения золота Якутии весьма разнообразны по строению, составу и условиям образования. Каждое крупное месторождение сопровождается сотнями мелких рудопроявлений и рудных точек с видимым и невидимым золотом. Более того, руды месторождений Кючусское, Сарылахское, Куранахское, Нежданинское — комплексные. Основой оценки месторождений золота должно стать геолого-генетическое моделирование крупных комплексных золоторудных месторождений, определение важнейших закономерностей развития рудно-магматических систем восточных регионов России, восстановление условий образования и специфики уникальных месторождений золота, серебра, платины, редких и рассеянных элементов.

Одна из главных проблем научных исследований — создание системной классификации рудных объектов, изучение геохронологии многообразных рудных процессов, разработка комплексной системы критериев оценки и выявления коренных месторождений золота и сопутствующих металлов, изучение флангов разведанных коренных месторождений.

Ресурсный потенциал рудной золотоносности Западной Якутии остается неясным. Помимо перспектив выявления новых золоторудных месторождений осваиваемых типов недр Якутии располагают геологическими предпосылками обнаружения нетрадиционных геолого-промышленных типов: древних золотоносных конгломератов, диафоритов докембрийских зеленокаменных поясов, золото-серебряных, прожилково-вкрапленных типа Карлин и др. Перспективы исследования золото-серебряных и золото-сульфидных месторождений Западного Верхоянья очень высоки. Их изучение и оценка — одна из первоочередных задач. Минералогическое изучение руд, выяснение условий их формирования, выделение типов месторождений серебра и золота, создание структурной модели формирования серебряного и золото-серебряного рудных комплексов позволят ее решить.

Успешная реализация стоящих перед Институтом задач невозможна без привлечения в науку молодежи и ликвидации почти двадцатилетнего разрыва в возрасте сотрудников как академических, так и производственных организаций геологического профиля. Возрождение науки возможно лишь при создании благоприятных условий для творческой работы и достойного уровня жизни. Сотрудники ИГАБМ работают в сотрудничестве с Якутским государственным университетом по интеграционным научным проектам, привлекая к работе студентов. Активно участвуют в образовательном процессе, ведут курсы лекций и практических занятий. Внедрение в Институте современных геологических информационных технологий позволит на мировом уровне проводить анализ материалов, создавать новые прогнозно-поисковые системы.

Л.М.Парфенов, А.И.Зайцев, А.П.Смелов



Томпонскому учебному геолого-съемочному полигону геологоразведочного факультета Якутского государственного университета 30 лет



Томпонский учебный геолого-съемочный полигон Якутского госуниверситета — уникальный природный объект, на территории которого вот уже на протяжении трех десятилетий проходят учебную практику студенты геологоразведочного факультета

История создания полигона тесно связана с именем талантливого организатора, крупного ученого и педагога доктора геолого-минералогических наук, профессора В.И. Коростелева. Именно по его инициативе летом 1972 г. сотрудники кафедры геологии и тектоники вместе со студентами группы РМ-70 установили первый палаточный городок на 232 км автотрассы Хандыга—Магадан. В последующем при активном участии студентов и большой помощи Аллаха-Юньской геологоразведочной экспедиции база полигона стала постепенно приобретать существующий ныне облик добротного полевого стационарного подразделения ГРФ ЯГУ. В разные годы большой вклад в организацию, становление и развитие Томпонского полигона внес профессорско-преподавательский состав. Неоценима заслуга и учебно-вспомогательного персонала, и самих студентов ГРФ ЯГУ.

Томпонский полигон расположен в одном из интереснейших районов Верхояно-Колымской орогенной области мезозоид — Южно-Верхоянском синклинии. Дорога к нему пересекает главные тектонические единицы центральной части хр. Сетте-Дабан. Студенты под руководством профессорско-преподавательского состава имеют возможность ознакомиться с классическими фронтальными структурами южной части Верхоянского складчато-надвигового пояса. Рельеф территории полигона относится к высокогорному, альпинотипному эрозионно-тектоническому типу, с характерными сильно изрезанными водоразделами, острыми гребнями и крутыми (до вертикальных) склонами.

В районе полигона выделены стратотипы верхнепермских и нижнетриасовых терригенных отложений. Это один из немногих районов на земном шаре, где прослеживается в полном объеме граница палеозойских и мезозойских отложений. Осадочные образования представляют яркий пример типичного Верхоянского флишеидного комплекса. Разнообразие фауны, горизонты вулканогенно-осадочных пород содержат многочисленные геологические загадки и нерешенные проблемы. В районе полигона можно наблюдать различные складчато-разрывные ансамбли и линейно-плоскостные структурные формы. Разрывные структуры региона разнообразны по возрасту и кинематике. Выделены сравнительно древние разломы: надвиги, взбросы, сдвиги, и молодые, к которым приурочены современные наледы, сквозные долины. Особый интерес представляют разломы «Сунтарской системы», образующие характерные правосторонние сдвиговые вееры и дуплексы.

Магматические образования представлены Супским штоком гранодиоритов мелового возраста и роями даек, состав пород которых варьирует от основного до кислого. Внимание геологов и студентов давно привлекают контактовые ореолы штока гранодиоритов, где сосредоточены перспективные полиметаллические рудопоявления, которые в совокупности рассматриваются как северный фланг Дыбинского рудного узла.

За 30 лет существования учебного полигона полевою геолого-съемочную практику на его базе прошли более 1200 студентов. В экстремальных условиях горно-таежной местности они впервые сталкиваются с реалиями полевой жизни геологов, приобретают необходимые профессиональные навыки, учатся проводить геологическое картирование. По единодушному мнению видных ученых геологов, неоднократно посещавших Томпонский полигон, он по своим уникальным характеристикам — одна из лучших учебных баз России. Признанием этого можно считать и тот факт, что полевая геологическая экскурсия IV Международного геологического конгресса (Москва, 1984) была проведена именно здесь.

Томпонскому геолого-съемочному учебному полигону Якутского госуниверситета — 30 лет! Он полностью отвечает своему назначению, а многолетний опыт его эксплуатации убедительно доказывает исключительную эффективность учебной полевой практической подготовки студентов и во многом определяет их формирование как профессионалов-геологов.

В.С.Оксман, В.И.Жижин, В.Ю.Ивсен, В.Р.Филиппов

Вниманию специалистов предлагаются следующие работы сотрудников ИГАБМ СО РАН

В.А.Амузинский, Г.С.Анисимова, Ю.Я.Жданов, Г.С.Иванов, М.Г.Кокшарский, Ю.Д.Недосекин, П.М.Полянский. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения. — Москва: МАИК «Наука/Интерпретодика», 2001. 218 с. ISBN 5-7846-0071-0.

Посвящена крупнейшим золото-сурьмяным месторождениям России. Впервые приведены наиболее полные данные о геологической позиции оруденения, минеральном составе, геохимии руд и окколорудных измененных пород, минералогии самородных металлов и интерметаллидов (золото, хром, сурьма, алюминий, серебро, ауристобит и др.). Обоснована гипотеза об образовании месторождений из телескопированных близповерхностных гидротерм, производных глубинного восстановительного флюида.

Для специалистов в области геологии, минералогии и геохимии рудных месторождений, студентов вузов.

Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. — М.: ГЕОС, 2001. 222 с. ISBN 5-89118-208-4.

Посвящена крупнейшему золотоносному региону Северо-Востока России. В основу положены многолетние авторские исследования геологии, минералогии, геохимии и генезиса золотого оруденения и его связи с магматизмом. Дана типизация золотого оруденения и типоморфные признаки выделенных типов, рассмотрены их взаимоотношения между собой, показаны возможности формирования полиформационных месторождений и их минералогические признаки, приведены многочисленные аналитические данные по типоморфизму минералов и физико-химическим условиям их образования. Интерпретация проведена с позиций геолого-генетического моделирования на современном научном уровне, позволяющем судить о генезисе золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид.

Для специалистов в области геологии рудных месторождений, минералогии и геохимии.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. — М.: ГЕОС, 2001. 230 с. ISBN 5-89118-193-2.

Посвящена крупнейшему на Северо-Востоке России Нежданинскому золоторудному месторождению. Рассмотрены вопросы геологии, структуры, минералогии и геохимии пород, метасоматитов и руд. Приведены многочисленные и разнообразные аналитические данные по типоморфизму минералов, флюидным включениям, стабильным изотопам, интерпретация которых проведена с точки зрения геолого-генетического моделирования на современном научном уровне, позволяющем судить об условиях формирования месторождения.

Для специалистов в области геологии рудных месторождений, минералогии и геохимии.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). — М.: ГЕОС, 2000. 269 с. ISBN 5-89118-191-6.

Посвящена крупнейшему на Северо-Востоке Азии коллизионному поясу. Геодинамические комплексы, образующие его структуру, характерны для внутренних зон коллизионных орогенов. В строении пояса выделены аккреционные и коллизионные комплексы, образования конвергентных окраин, а также фрагменты земной коры малых океанических и седиментационных бассейнов, некогда развитых по периферии Верхоянской континентальной окраины. Определено структурное положение и последовательность формирования офиолитов и намечены геодинамические обстановки их генерации. Реконструированы условия и последовательность метаморфизма офиолитового и метаморфических комплексов, построены эволюционные *P-T-t* и структурно-динамические модели их формирования. Разработаны структурно-кинематическая и геодинамическая модели эволюции коллизионного пояса Черского. Ранние разрывно-складчатые ансамбли возникли в результате покровно-надвиговых деформаций и связаны с аккрецией и конвергенцией различных структур. Коллизионные ансамбли и деформационные структуры последующих этапов имеют комбинированную кинематику: они образованы в результате косой коллизии микроконтинента с континентальной окраиной.

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

<i>Bakharev A.G., Alpatov V.V., Zaitsev A.I.</i> Geologic-genetic model of the Nezhdaninskaya gold-bearing ore magmatic system	3
<i>Kostin A.V.</i> On polygenic nature of gold and silver deposits on a frontal part of the Verkhoyan folded belt	8
<i>Blinov A.A.</i> Structure of gold-bearing depositions at different accumulation levels in the Lena river bed	11
<i>Shatalov V.I., Grakhanov S.A., Egorov A.N., Safyannikov Yu.V.</i> New economic type of diamond placers in the Yakutian diamond-bearing province	15
<i>Mel'nikov A.I., Alexeev S.V., Ruzhich V.V., Egorov K.N., Alexeeva L.P., Chernykh E.N., Chechel'niitsky V.V., Smekalin O.P., Shmarov G.P., Pavlov V.A.</i> Estimation of technogenic activation parameters of hazardous geological processes in large open pits	20

PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

<i>Pirogovskaya K.L., Zedgenizov D.A., Barashkov Yu.P.</i> Diamonds with olivine inclusions from alluvial placers of the Ebelyakh river basin	24
<i>Shamshina E.A., Altukhova Z.A., Babushkina S.A.</i> Geological and mineralogical peculiarities of the Dyukensky kimberlite field	26
<i>Zaitsev A.I.</i> Rb-Sr isotope geochemistry and age of kimberlite rocks from the Toluopsky field	32
<i>Shkodzinsky V.S., Kopylova A.G.</i> Siderophilous elements in native iron from basites and its genesis	36

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

<i>Kiselev A.I., Egorov K.N., Maslovskaya M.N.</i> Geodynamics of kimberlite and basite magmatism within the Vilyui paleorift area	40
<i>Smelov A.P., Berezkin V.I., Zedgenizov A.N., Amuzinsky V.A., Koval' S.G., Ivanov A.S.</i> New data on composition, structure, and mineralization of the Kotuikan zone of tectonic melange	45
<i>Orlov Yu.S., Trunilina V.A., Roev S.P.</i> Paleozoic magmatism of Eastern Yakutia: geodynamic aspects	50
<i>Tretyakov F.F.</i> Regional structural analysis of tectonic deformations and segments of the Adycha-Taryn fault zone	54
<i>Oxman V.S., Prokopyev A.V., Timofeev V.F.</i> Deformation features of the Omulevsky unit	59

PALEONTOLOGY AND STRATIGRAPHY

<i>Al'khovik T.S., Baranov V.V.</i> On a modular organization of favositides	62
<i>Kutygin R.V., Budnikov I.V., Byakov A.S., Kleis A.G.</i> Layers with ammonoideas within the Permian system of the Verkhoyan	66
<i>Ermakova S.P.</i> Specification of the detailed biostratigraphy of the boreal Lower Triassic	71
<i>Knyazev V.G., Grinenko V.S., Devyatov V.P., Shurygin B.N., Mededina S.V., Nikitenko B.L., Dzyuba O.S.</i> Regional stratigraphy of Jurassic deposits in Eastern Yakutia. .	73
<i>Sergeenko A.I., Grinenko O.V., Prokopyev A.V., Smetannikova L.I.</i> The Lower Oligocene of the Zyryan depression	80
Discoverers of mineral deposits	85